الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
وزارة التعليم العالي و البحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
جامعة أبي بكر بلقايد – تلمسان –
Université Aboubakr Belkaïd – Tlemcen –
Faculté de TECHNOLOGIE

THESE

Présentée pour l'obtention du **grade** de **DOCTORAT 3ème Cycle**

En : Hydraulique

Spécialité : Technologie des sciences de l'eau

Par : Mourad GUESRI

Sujet

INFLUENCE DE LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE SUR LA PRODUCTION DES SÉDIMENTS

Soutenue publiquement, le 14/01/2021, devant le jury composé de :

Mme Chérifa ABDELBAKI	MCA	Univ. Tlemcen	Présidente
Mr Abdesselam MEGNOUNIF	Professeur	Univ. Tlemcen	Directeur de thèse
Mr Abderrahmane Nekkache GHENIM	Professeur	Univ. Tlemcen	Co- Directeur de thèse
Mme Kamila BABA-HAMED	Professeur	Univ. Tlemcen	Examinatrice 1
Mr Mahmoud HASBAIA	Professeur	Univ. M'sila	Examinateur 2

﴿ ... وَمَا أُوتِيتُم مِّنَ الْعِلْمِ إِلَّا قَلِيلًا ﴾

صدق الله العظيم

سورة الإسراء: الآية 32

Dédicace

Je dédie ce modeste travail :

***À** mes chers parents,*

***À** ma famille,*

***À** Mes proches, tous mes amis et collègues,*

***À** mon cher pays, l'Algérie*

Remerciements

Avant tout, louange à ALLAH, disant dans son sacré livre : {{ *Si vous êtes reconnaissant Je vous accorderai d'avantage* }} [7. Ibrahim]. C'est celui qui m'a donné le courage et la volonté de mener à terme ce présent travail

En premier lieu, je tiens à remercier toutes les personnes qui ont rendu possible la réalisation de cette thèse, notamment mes chers parents, mon père **Mohamed GUESRI** et ma mère **Lyakout BELFAR**, qui ont tout sacrifié pour moi pendant le cursus universitaire. Ce travail est le fruit de leurs patiences et sacrifices.

Ma reconnaissance va ensuite au professeur **Abdesselam MEGNOUNIF**, le directeur de ma thèse, qui a su orienter judicieusement mon travail tout en me laissant la liberté de faire mes propres choix ; je lui suis reconnaissant pour sa patience, sa confiance et sa disponibilité, l'aide qu'il m'a apportée par les remarques et conseils pertinents qu'il m'a adressés tout au long de ce travail. Un grand merci également au professeur **Abderrahmane Nekkache GHENIM** pour son engagement dans le co-encadrement et l'orientation pendant la réalisation de de ma thèse.

C'est avec plaisir que je remercie Mme **Chérifa ABDELBAKI**, Maître de conférences au département d'hydraulique (Université de Tlemcen), d'avoir accepté de présider le jury de ma soutenance et de juger ce travail.

Je remercie également, Mr **Mahmoud HASBAIA**, Professeur à l'université de M'sila mon ancien encadreur du Master et Mme **Kamila BABA-HAMED** Professeur à l'université de Tlemcen, de m'avoir fait l'honneur d'accepter de juger cette thèse. Je les remercie pour leur lecture attentive de ma thèse ainsi que pour les remarques qu'ils m'adresseront lors de la soutenance afin d'améliorer mon travail.

Mes vives gratitudes vont aussi à :

Mr. **Hamid MEGDOURI** (Chef service gestion système d'information sur l'eau, AGIRE)

Mme. **Amel AZZI** (Ingénieur Principale en Climatologie at Office national de la météorologie)

Mr. **Tahar BOUZIANE** (Chef service de l'ANRH-M'sila),

Mme. **Djihad YOUNSI** (Chef service de l'ANRH-Djelfa),

Mr **Slimane BEN HAMIDA** (Chef service de l'ANRH-Ouargla) et

Mr. **Mustapha BENGUEDDOUDJ** (Chef service de l'ANRH- Bordj Bou Arreridj)

pour leur aide et facilitation de l'accès aux données climatiques et hydrométriques nécessaires pour cette thèse

Finalement, je tiens également à remercier toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce modeste travail.

Résumé

L’érosion du sol est un phénomène naturel qui rend compte de certains processus (détachement des particules, transport et dépôt) induits par différents agents érosifs. Dans les zones semi-arides, les précipitations sont souvent intenses sur les sols secs à végétation pauvre, ce qui peut entraîner une forte susceptibilité à l'érosion des sols. Par conséquent, une évaluation appropriée de l'érosivité des précipitations revêt une importance particulière en raison des effets négatifs causés par l'épuisement de la couche superficielle du sol et la charge excessive de sédiments dans les eaux réceptrices des réservoirs.

La présente étude a été menée sur le bassin versant de l’Oued K'sob situé au Nord-Est de l'Algérie, dans le but d’étudier l’influence la variabilité climatique sur la production des sédiments. Le bassin draine une superficie de 1480 km² située entre les altitudes 585 et 1888 m. L’Oued principal s’écoule sur une longueur 73 km et alimente le barrage K’sob d’une capacité initiale de 29.5 Mm3, mis en service en 1940. La région d’étude présente un climat semi-aride à tendance continentale avec un hiver relativement pluvieux et un été sec et chaud, avec une pluie moyenne interannuelle est de 340 mm. La construction des courbes IDF a permis de déterminer un exposant climatique de la région, b=0.75.

Pour l’érosivité des précipitations, le calcul d'un tel indice est basé sur les pluies dépassant un seuil spécifique et nécessite des données pluviométriques avec une fine résolution temporelle, qui, souvent, sont rares ou difficiles à acquérir. L'examen des pluies quotidiennes survenant avant une inondation portant une charge sédimentaire a montré une variabilité spatiale des seuils d'érosivité des précipitations. Les valeurs saisonnières des seuils sont faibles et se situent entre 2 mm en été et 6 mm en hiver, ce qui met en évidence un processus d'érosivité typiquement élevé dans les régions semi-arides.

Des relations empiriques, établies à l'échelle saisonnière, ont été proposées comme solution alternative au calcul de l'indice R dérivé de l'équation révisée des pertes en sol. Les modèles déterminés ont permis de simuler l'érosivité des événements pluvieux en fonction de la pluie quotidienne. Entre 68 et 78 % de la variance de l'érosivité des précipitations s'explique par la pluie quotidienne donnant lieu à un événement pluvieux érosif. Ensuite, la moyenne spatiale de l'indice d'érosivité annuel a fluctué entre 228 et 386 MJ mm ha-1 h-1 an-1 avec une moyenne interannuelle de 302 MJ mm ha-1 h-1 an-1, ce qui a sous-estimé de 6% l'indice d'érosivité quantifié selon l'équation universelle révisée de perte de sol.

L'érosivité des précipitations est le facteur déterminant du rendement en sédiments avec un degré de fixation différent au cours de l'année. En automne, 68 % de la variance de la production de sédiments s'explique par l'érosivité des pluies, contre seulement 42 % au printemps en raison des changements des conditions du sol, notamment la présence d'une couverture végétale qui protège le sol contre l'érosivité des pluies.

Mots-clés : Précipitations, indice d'érosivité, transport de sédiments, semi-aride, bassin versant du Wadi K'sob, Nord-Est de l'Algérie.

Abstract

Soil erosion is a natural phenomenon that accounts for certain processes (particle detachment, transport and deposition) induced by different erosive agents. In semiarid areas, rainfall is often intense on dry soils with poor vegetation which might lead to high soil erosion susceptibility. Therefore, an appropriate assessment of the rainfall erosivity is of particular importance due to negative effects caused by top soil depletion and excessive sediment loading to receiving waters of reservoirs.

The present study was carried out on Wadi K'sob watershed located in northeastern Algeria, in order to study the influence of climate variability on sediment yield.. The basin drains an area of 1480 km² located between altitudes 585 and 1888 m. The main wadi flows over a length of 73 km and supplies the K'sob dam with an initial capacity of 29.5 Mm^3, commissioned in 1940. The study area presents a semi-arid climate with a continental tendency with a relatively rainy winter and a dry and hot summer, with an interannual average rainfall of 340 mm. The construction of the IDF curves determined a regional climatic exponent b=0.75.

with regard to rainfall erosivity, the calculation of such an index is based on rains exceeding a specific threshold and requires rainfall data with a fine temporal resolution, which, often, are rare or difficult to acquire. The examination of daily rains occurring before a flood event carrying sediment load showed a spatial variability of the thresholds of rainfall erosivity. The seasonal values of the thresholds are low and lying between 2 mm in summer and 6 mm in winter highlighting an erosivity process characteristically high in semi-arid regions.

Empirical relationships, established at seasonal scale, were proposed as an alternative solution to the R-index calculation derived from the Revised Soil Loss Equation. The determined models allowed us to simulate the erosivity of rainfall events as a function of daily rain. Between 68 and 78% of the variance of rainfall erosivity is explained by the daily rainfall giving rise to an erosive rainfall event. Then, the spatial mean of the annual erosivity index fluctuated between 228 and 386 MJ mm ha^{-1} h^{-1} y^{-1} with an interannual average of 302 MJ mm ha^{-1} h^{-1} y^{-1}, which underestimated by 6% the erosivity index quantified according to the Revised Universal Soil Loss Equation. Rainfall erosivity is the determining factor in sediment yield with a different degree of binding during the year. In autumn, 68% of the variance in sediment production is explained by rainfall erosivity, compared to only 42% in spring due to changes in soil conditions, including the presence of a vegetation cover that protects the soil against rainfall erosivity.

Keywords: Rainfall, erosivity index, sediment transport, semiarid, Wadi K’sob watershed, Northeast Algeria.

ملخص

انجراف التربة هو ظاهرة طبيعية تحدث نتيجة عمليات معينة (نزع جزيئات التربة ، النقل والترسيب) تسببها العوامل المختلفة .في المناطق شبه القاحلة ، غالبًا ما يكون هطول الأمطار غزيرًا على التربة الجافة ذات الغطاء النباتي الضعيف مما قد يؤدي إلى ارتفاع قابلية تآكل التربة. لذلك ، فإن التقييم المناسب لعامل الحت المطري له أهمية خاصة بسبب الآثار السلبية الناجمة عن استنفاد التربة العلوية والتحميل المفرط للرواسب على المياه المستقبلة للخزانات.

أجريت هذه الدراسة على مستجمع مياه واد القصب الواقع في شمال شرق الجزائر بهدف دراسة تأثير التقلبات المناخية على تشكل الرواسب. الحوض يمتد على مساحة 1480 كلم² محصورة بين ارتفاعات 585 و 1888 م. يتدفق الوادي الرئيسي على طول 73 كم ويزود سد القصب بسعة أولية تبلغ 29.5 مليون متر مكعب ، حيث كانت بداية خدمة السد في عام 1940. تتميز منطقة الدراسة بمناخ شبه جاف مع اتجاه قاري مع شتاء ممطر نسبيًا وجفاف. وصيف حار ، مع متوسط هطول الأمطار بين السنوات 340 ملم. بناء على منحنيات الشدة- مدة- تواتر، تم تحديد المعامل الأسي للمناخ للمنطقة ، ب= 0.75.

فيما يتعلق بعامل الحت المطري ، يعتمد حساب هذا المؤشر على هطول الأمطار الذي يتجاوز عتبة معينة ويتطلب بيانات هطول الأمطار بدقة زمنية عالية ، والتي غالبًا ما تكون نادرة أو يصعب الحصول عليها .أظهر فحص الأمطار اليومية التي تحدث قبل حدث فيضان يحمل حمولة رسوبية تباينًا مكانيًا في عتبات الأمطار المسببة للانجراف. القيم الموسمية للعتبات منخفضة وتتراوح بين 2 مم في الصيف و 6 مم في الشتاء مما يسلط الضوء على عملية تآكل عالية بشكل مميز في المناطق شبه القاحلة.

تم اقتراح علاقات تجريبية، التي تم إنشاؤها على نطاق موسمي ، كحل بديل لحساب مؤشر R المشتق من معادلة فقدان التربة. سمحت لنا النماذج المحددة بمحاكاة الحت المطري كدالة للمطر اليومي. يتم تفسير ما بين 68 و 78 ٪ من تباين الحت المطري من خلال هطول الأمطار اليومية. بالإضافة ، تذبذب المتوسط المكاني لمؤشر الحت المطري السنوي تراوح بين 228 و 386 *ميغا جول مم هكتار/ساعة/ سنة* بمتوسط ما بين السنة 302 *ميغا جول مم هكتار/ساعة/ سنة* ، والذي كان أقل بنسبة 6 ٪ من مؤشر الحت المطري حسب للمعادلة العالمية المعدلة لفقدان التربة.

الحت المطري هو العامل المحدد في إنتاجية الرواسب بدرجة مختلفة من الارتباط خلال العام. في الخريف ، يُفسَّر 68٪ من التباين في إنتاج الرواسب بتعرية هطول الأمطار ، مقابل 42٪ فقط في الربيع بسبب التغيرات في ظروف التربة ، بما في ذلك وجود غطاء نباتي يحمي التربة من التعرية المطرية.

الكلمات المفتاحية: الحت المطري ، مؤشر التعرية ، نقل الرواسب ، شبه القاحلة ، واد القصب ، شمال شرق الجزائر.

Table des matières

- Dédicace
- Remerciements
- Résumé
- Abstract
- ملخص
- Liste des figures
- Liste des tableaux
- Liste des abréviations
- Introduction générale ……...1

Chapitre I : Notions et concepts sur l'érosion et le transport des sédiments

I.1 Notions préliminaires 5
I.1.1 Le Bassin versant 5
I.1.2 Le cycle hydrologique 6
I.1.3 Les précipitations 6
I.1.4 L'évaporation 7
I.1.5 L'interception et le stockage dans les dépressions 7
I.1.6 L'infiltration 7
I.1.7 Les écoulements 8
I.1.8 Le sol 8
I.2 Le concept " érosion " 8
I.3 Formes de l'érosion hydrique 9
I.3.1 L'érosion en nappe 9
I.3.2 L'érosion concentrée (linéaire) 10
I.3.2.1 L'érosion en griffes et rigoles 10
I.3.2.2 L'érosion en ravines 10
I.4 Les mécanismes d'érosion, transport et dépôt de sédiments 11
I.4.1 Les mécanismes de l'érosion 11
I.4.1.1 L'impact des gouttes de pluie « l'effet Splash » 12
I.4.1.2 L'éclatement 13
I.4.1.3 La désagrégation par gonflement différentiel 13
I.4.1.4 La dispersion physico-chimique 13
I.4.2 Les mécanismes du transport des sédiments 15
I.4.2.1 Le ruissellement 15
I.4.3 Les mécanismes de dépôt des sédiments 15
I.5 Facteurs de l'érosion hydrique 15

I.5.1 Climat 15
I.5.1.1 Précipitation 15
I.5.1.2 Influence du vent 15
I.5.2 La topographie 17
I.5.3 L'état du couvert végétal 17
I.5.3.1 Le défrichement 17
I.5.3.2 Les incendies 17
I.5.4 L'état structural du sol 18
I.5.4.1 La désertification 18
I.5.5 Le ruissellement 19
I.5.6 Action humaine 20
I.6 Le réseau hydrographique 21
I.7 Transport solide 21
I.7.1 Modes de transport des particules solides 21
I.7.1.1 Le transport solide en suspension 21
I.7.1.2 Le transport solide par charriage 21

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

II.1. Aperçu général sur le bassin Hodna 23
II.1.1 La dépression Hodnéenne 26
II.1.3 L'aspect hydrogéologique 29
II.1.4 La géologie 30
II.1.4.1 Stratigraphie et aperçu lithologique global 31
II.1.5 Les caractéristiques lithologiques et la perméabilité 36
II.1.5.1 Les caractéristiques lithologiques 36
II.1.5.2 Perméabilité des sols des bassins versants 36
II.2 Présentation du sous bassin K'sob 37
II.2.1 Caractéristiques morphométriques 37
II.2.1.3 Hypsométrie 41
II.2.1.4 L'altitude moyenne 43
II.2.1.5 L'altitude médiane 43
II.2.1.6 Dénivelée simple 44
II.2.2 Indices des pentes 44
II.2.2.1 La pente moyenne du bassin versant 44
II.2.2.2 L'indice de pente de Roche I_P 45
II.2.2.3 L'indice de pente globale Ig 45
II.2.2.4 Dénivelée spécifique Ds 46
II.2.3 Caractéristiques du réseau hydrographique 46

II.2.3.1 Hiérarchisation du réseau 47
II.2.3.2 Profil en long du cours d'eau principal 48
II.2.3.3 La longueur du cours d'eau principal 48
II.2.3.4 La densité de drainage 49
II.2.3.5 La densité hydrographique 49
II.2.3.6 Constante de stabilité du cours d'eau 50
II.2.3.7 Rapport de confluence 50
II.2.3.8 Rapport des longueurs 51
II.2.3.9 Le coefficient de Torrentialité 51
II.2.3.10 Temps de concentration 52
II.2.3.11 Vitesse d'écoulement de l'eau 52
II.3. Barrage K'sob 53

Chapitre III: Variabilité climatique

III.1 Introduction 55
III.2 Collecte des données 55
III.3 Températures 56
III.4 Evapotranspiration 57
III.4.1 Méthode de Thornthwaite 57
III.4.2 Méthode de Turc 58
III.4.3 Méthode de Coutagne 59
III.5 Evaporation 60
III.6 Diagramme pluvio-thermique 60
III.7 Humidité relative et Vent 61
III.8 Etude de l'irrégularité des précipitations et des événements extrêmes (Courbes IDF) 62
III.8.1 Notion d'averse et d'intensité 63
III.8.2 Période de retour : 64
III.8.3 Courbes IDF et leurs utilisations : 64
III.8.4 Construction des courbes IDF 65
III.8.4.1 L'ajustement des pluies horaires maximales annuelles 66
III.8.4.2 L'ajustement des pluies par la loi de Gumbel 67
III.8.4.3 L'ajustement des pluies par la loi de Log-Gumbel 69
III.8.4.4 L'ajustement des pluies par la loi GEV 70
III.8.4.5 Application du test d'adéquation Kolmogorov-Smirnov 71
III.8.4.6 Prévision des intensités pour différents temps de retour 73
III.8.4.7 Estimation des paramètres de Montana et représentation des courbes IDF: 74

Chapitre IV: Etude du transport des sédiments en suspension

IV.1 Introduction....78
IV.2 Quelques chiffres sur l'érosion hydrique....79
IV.2.1 La dégradation du sol dans le monde....79
IV.2.2 La dégradation du sol au Maghreb et en Algérie....80
IV.2.3 La dégradation du sol en Algérie....80
IV.3 Méthodes empiriques d'estimation du transport solide....82
IV.4 Mesure et quantification du transports solide....86
IV.4.1 Mesure des matières en suspension....86
IV.4.2 Quantification du transport solide....89
IV.4.3 Courbes de transport solide (SRC)....90
IV.5 Analyse des résultats et discussions....91
IV.5.1 Relations débit liquide- débit solide....91
IV.5.1.1 À l'échelle interannuelle....91
IV.5.1.2 À l'échelle saisonnière....93
IV.5.2 Analyses des apports saisonniers.....96
IV.5.3 Bilan des apports solides annuels....97

Chapitre V: L'érosivité des pluies

V.1 L'érosion & l'érosivité « Historique » 100
V.2 Découverte de l'indice de l'érosivité R (Indice de Wischmeier) 102
V.3 L'évolution du facteur R dans les différentes versions de l'USLE.... 103
V.4 L'érosivité dans le monde 105
V.5 L'altitude et l'érosivité des précipitations.... 107
V.6 Estimation de l'érosivité dans le bassin versant K'sob 107
V.6.1 Les données utilisées.... 107
V.6.2 Estimation de l'indice d'érosivité R dans la station de référence St5 108
V.6.2.1 Seuil de la pluie efficace érosive 112
V.6.2.2 L'érosivité d'un événement de pluie EI_{30}.... 114
V.6.3 Les méthodes alternatives du calcul de l'indice R 117
V.6.3.1 Indice de fournier 117
V.6.3.2 Indice modifié de fournier (Indice de Arnoldus).... 118
V.6.3.3 Modèles R en fonction des pluies journalières.... 120
V.6.3.4 Modèles R en fonction des pluies mensuelles.... 124

V.6.3.5 Modèles R en fonction des pluies annuelles..... 127
V.6.4 Variabilité spatio-temporelle des pluies et érosivités annuelles..... 129
V.6.5 Validation du Modèle d'estimation de l'érosivité..... 132
V.6.6 Erosivité moyenne dans le bassin versant K'sob..... 134
V.6.7 Relation de l'érosivité des précipitations avec la production des sédiments..... 134
Conclusion..... 136

- Conclusion générale 138
- Références bibliographiques

Liste des figures

Chapitre I : Notions et concepts sur l'érosion et le transport des sédiments

Figure I.1 Schéma d'un bassin versant 5
Figure I.2 Le cycle hydrologique de l'eau 6
Figure. I.3 : Paysage qui illustre l'effet de l'érosion en nappe..... 9
Figure. I.4 : Le début de formation des rigoles à une terre située à la région de Maadid 10
Figure. I.5 : L'érosion en ravines est plus spectaculaire à l'Oued Rithem, Sud de M'sila. 11
Figure. I.6 : Mécanismes de désagrégation à l'eau 12
Figure. I.7 : L'effet « *splash* » sur le sol sous l'impact d'une goutte de plui 12
Figure I.8 : Le vent provoque la saltation, ou le saut des grains, du côté au vent des dunes de sable. 16
Figure I.9 Carte synthèse de sensibilité à la désertification entre 2000-2005 19
Figure I.10 Modes de transport des particules dans un chenal..... 22

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

Figure II.1 Localisation du grand bassin el Hodna en Algérie du Nord 23
Figure II.2 Bassin el Hodna selon le découpage de l'ANRH 24
Figure II.3 Chott el Hodna 25
Figure II.4 Vue Satellitaire du bassin versant Hodna 25
Figure II.5 Les grands ensembles du relief du bassin versant Hodna..... 26
Figure II.6 Carte de l'occupation de sol du bassin Hodna..... 28
Figure II.7 Carte hydrogéologique..... 29
Figure II.8 Carte géologique du Bassin versant Hodna 30
Figure II.9 Stratigraphie synthetique du Hodna 34
Figure II.10 : Coupes géologiques du bassin du Hodna 35
Figure II.11 Localisation du bassin versnt Oued K'sob..... 39
Figure II.12 Variation de l'indce de Gravelius en fonction de la forme du bassin 40
Figure II.13 Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued K'sob..... 42
Figure II.14 Carte des pentes du bassin versant Oued K'sob 45
Figure II.15 Classification du réseau hydrographique d'Oued K'sob 47
Figure II.16 Profil en long du cours d'eau principal de l'Oued K'sob 48
Figure II.17 Barrage K'sob 53
Figure II.18 a) Vue d'ensemble du barrage K'sob (M'sila) à partir d'image Alsat-2A, **b+c)**Extrait de l'image Alsat-2A du 10/02/2015, centrée sur le barrage K'sob les engins de dévasement sont

identifiés en jaune **d)** caractérisation du changement du niveau d'eau entre 2013 et 2015 54

Chapitre III: Variabilité climatique

Figure III.1 Présentation du bassin versant K'sob 56
Figure III.2 Variations mensuelles des températures horaires à la station de Bordj Bou Arreridj (1990-2010) 56
Figure III.3 Répartition mensuelle de l'évapotranspiration et de la température. 58
Figure III.4 Répartition mensuelle de l'évaporation de la station BBA (1990-2010) 60
Figure III.5 Diagramme pluvio-thermique 61
Figure III.6 Hyétogramme enregistré en 12/10/2014 à la station St5 BBA 64
Figure III.7 Représentation schématique des courbes IDF 65
Figure III.8 Schéma de Dérivation des courbes IDF 66
Figure III.9 Ajustements des pluies horaires maximales annuelles par la loi de Gumbel 68
Figure III.10 Ajustement des pluies horaires maximales annuelles par la loi de Log-Gumbel 69
Figure III.11 Ajustement des pluies horaires maximales annuelles par la loi GEV 71
Figure III.12 Illustration de la statistique de Kolmogorov-Smirnov 72
Figure III.13 Droites de régression de Y en X calculées sur les couples $\ln t$, $\ln ITt$ 76
Figure III.14 Courbes IDF (Intensité-Durée-Fréquence) d la Station de Bordj Bou-Arreridj (Période 1990- 2010) 77

Chapitre IV: Etude du transport des sédiments en suspension

Figure IV.1 Bilan mondial des transferts fluviaux des sédiments vers les océans 79
Figure IV.2 Localisation de station hydrométrique Medjez dans le bassin K'sob 87
Figure IV.3 Profil en travers de la station hydrometrique Medjez 89
Figure IV.4 Relation entre les débits solides et les débits liquides instantanés de 1973/1974 à 1991/1992 (Oued K'osb - Station hydrométrique Medjez)……..……91
Figure IV.5 Modèles saisonniers reliant les débits solides aux débits liquides instantanés 1973/1974 à 1991/1992 (Oued K'sob - Station hydrométrique Medjez). 94
Figure IV.6 Répartition saisonnière des apports liquides et des apports solides à l'oued K'sob (Juin 1973 - Janvier 1992) (Station hydrométrique Medjez). 96
Figure IV.7 Apports liquides et solides moyens annuels à l'oued K'sob 98
(Période de 1973/1974 à 1991/1992). 98

Chapitre V: L'érosivité des pluies

Figure V.1 Photo prise en 1917, montrant les parcelles d'érosion de Duley-Miller..... 100
Figure V.2 Carte mondiale de l'érosivité des précipitations..... 104
Figure V.3 Répartition des stations pluviométriques dans le bassin d'étude 106
Figure V.4 Station automatisée de mesure des données pluviométriques au pas de 15 min 107
Figure V.5 Bande d'enregistrement du pluviographe de l'averse du 25.02.2015 enregistrée à la station de Beni Ilmane 05.05.05 (M'sila)..... 109
Figure V.6 Organigramme de l'estimation de l'érosivité dans le bassin K'sob..... 110
Figure V.7 Evolution saisonnière du seuil de pluies érosives en fonction de l'intensité moyenne des pluies..... 112
Figure V.8 Programme de classification des évènements érosifs selon le langage (VBA)..... 115
Figure V.9 Modèles R en fonction de l'indice de fournier dans le bassin versant K'sob 116
Figure V.10 Relations entre R et l'indice modifié de fournier MFI..... 119
Figure V.11 : Evolution de l'érosivité des pluies en fonction de la pluviométrie journalière à l'échelle interannuelle 121
Figure V.12 L'érosivité des pluies en fonction de la pluviométrie journalière à l'échelle saisonnière 122
Figure V.13 Modèles de régression $R = f(P24h)$ aux périodes, humides et sèches 123
Figure V.14 Modèles de régression $R = f(Pm)$ pour la période Février 2007- Mars2015 124
Figure V.15 Modèles de régression $R = f(Pm)$ à l'échelle saisonnière..... 125
Figure V.16 Modèles de régression $R = f(Pm)$ en fonction des périodes sèches et humides.... 126
Figure V.17 Modèles de régression en fonction des pluies annuelles $R = f(Pa)$..... 127
Figure V.18 Evolution interannuelle de l'érosivité et des précipitations aux 4 stations pluviométriques (1973-1994)..... 128
Figure V.19 Répartition spatiale et saisonnière de la densité d'érosivité des pluies (%). 129
Figure V.20 Variation spatiale de l'indice d'érosivité en fonction de la pluie annuelle 130
Figure V.21 Comparaison des valeurs estimées du facteur R-RUSLE à partir des modèles basés sur les pluies journalières..... 131
Figure V.22 Polygones de Thiessen et les stations pluviométriques associées..... 132
Figure V.23 Relation de l'érosivité des précipitations avec la production des sédiments 134

Liste des tableaux

Chapitre I : Notions et concepts sur l'érosion et le transport des sédiments

Tableau I.1 Caractéristiques des mécanismes de désagrégation 14

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

Tableau II.1 Dimensions du rectangle équivalent du bassin Oued K'sob 41
Tableau II.2 Répartition des surfaces partielles par rapport aux altitudes 42
Tableau II.3 Calcul de l'altitude moyenne 43
Tableau II.4 Classification du relief 46
Tableau II.5 Calcul de la densité Drainage 49
Tableau II.6 Calcul de la densité hydrographique 50
Tableau II.7 Calcul des rapports de confluence 51
Tableau II.8 Calcul des rapports de la longueur 51
Tableau II.9 Le barrage K'sob en chiffre 53

Chapitre III: Variabilité climatique

Tableau III.1 Récapitulatif des données fournies par l'ONM et mesurées au niveau de la station météorologique BBA (St5) 55
Tableau III.2 Les valeurs mensuelles du coefficient correctif K 58
Tableau III.3 Calcul de l'ETR selon Turc 59
Tableau III.4 Calcul du déficit d'écoulement selon Coutagne 59
Tableau III.5 Vents 1980-2009 62
Tableau III.6 Humidité relative mensuelle pour la période : 1996-2005 62
Tableau III.7 Résultats du test de Kolmogorov-Smirnov 72
Tableau III.8 Estimation des lames précipitées pour différents temps de retour 73
Tableau III.9 Estimation des intensités horaires pour différents temps de retour 74
Tableau III.10 Paramètres a et b de Montana 76

Chapitre IV: Etude du transport des sédiments en suspension

Tableau IV.1 Estimations de la production de sédiments dans les bassins versant algériens 80

Tableau IV.2 Quelques valeurs de « b » publiés pour des bassins versants. 92
Tableau IV.3 Relations débit solide-débit liquide pour chaque échelle de temps (1973/1974 à 1991/1992). 93
Tableau IV.4 Répartition saisonnière des apports liquides Al**,** des apports solides As et des dégradations spécifiques Ass 96

Chapitre V: L'érosivité des pluies

Tableau V.1 : Développement du facteur d'érosivité R dans les différentes versions de l'USLE. 103
Tableau V.2 Récapitulatif des données utilisées et des stations associées..... 107
Tableau V.3 Relations entre l'énergie cinétique et l'intensité des précipitations selon la région. 113
Tableau V.4 Estimation de l'érosivité à la station St5 (2007/2015) 115
Tableau V.5 Échelle conceptuelle d'évaluation de l'indice de Fournier 116
Tableau V.6 Modèles R en fonction de l'indice de fournier $R = f(F)$ 116
Tableau V.7 Classes de l'indice modifié de fournier MFI (CEC, 1992)..... 118
Tableau V.8 Modèles de régression pour l'estimation du facteur d'érosivité $R = f(MFI)$ 118
Tableau V.9 Modèles de régression pour l'estimation du facteur d'érosivité $R = f(P24)$ 120
Tableau V.10 Modèles de régression pour l'estimation du facteur d'érosivité $R = f(Pm)$ 123
Tableau V.11 Modèles de régression en fonction des pluies annuelles $R = f(Pa)$ 126
Tableau V.12 Exemple d'estimation de l'indice d'érosivité des précipitations dans le Maghreb. 131

Liste des abréviations

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques

ASTER : Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer

BBA : Bordj-Bou-Arreridj

ENAGEO: Entreprise National de Géophysique

ESRI : Environmental Systems Research Institute

GDEM : Global Digital Elevation Model

GEV : generalized extreme value

IC : Intervalle de confiance

IDF : Intensité-Durée-Fréquence

M.O.S: Matière organique du sol

MES : Matières en suspension

MNT : Modèle numérique de terrain

MUSLE : The Modified Universal Soil Loss Equation

O.R.S.T.O.M : Office de la recherche scientifique et technique outre-mer, organisme aujourd'hui remplacé par l'IRD (Institut de recherche pour le développement).

ONM : Office National de la Météorologie

RUSLE : The Revised Universal Soil Loss Equation

SIG : systèmes d'informations géographiques

SOGREAH: Société Grenobloise d'Études et d'Applications Hydrauliques

SRC : sediment rating curve

St : Station

UNEP: United Nations Environment Programme

USDA : United States Department of Agriculture

USGS: United States Geological Survey

USLE : The Universal Soil Loss Equation

WIB : World Imagery basemap

INTRODUCTION GENERALE

Dans les zones semi-arides, généralement couvertes d'une végétation clairsemée pendant la majeure partie de l'année, les précipitations sont souvent intenses et responsables d'une forte érosion et d'un apport important de sédiments (Langbein et Schumm 1958 ; Scott et al. 2006). Par conséquent, une évaluation appropriée de l'érosivité des précipitations revêt une importance particulière en raison des effets négatifs causés par l'épuisement des nutriments et de la matière organique (Vörösmarty et al. 2003), et de la charge excessive de sédiments dans les eaux réceptrices des réservoirs (Dutta 2016). En Algérie, où les ressources en eau sont rares et irrégulières, la production de sédiments est l'une des plus élevées du monde (Probst et Amiotte-Suchet 1992 ; Megnounif et al. 2003 ; Achite et Ouillon 2016). Selon Meddi et al. (2016), les fortes pluies menacent 14 millions d'hectares de terres arables, avec des conséquences qui affectent le stockage de l'eau. En moyenne, 45 millions de m^3 d'envasement sont déposés chaque année au fond des barrages, ce qui entraîne une réduction de la capacité de stockage estimée à 0,7 % par an (Remini et al. 2008).

De nombreuses études examinent l'indice d'érosité, R, présenté dans différentes versions de l'équation universelle de perte de sol, USLE (Wischmeier et Smith 1958) pour évaluer l'agressivité des précipitations comme agent causal de l'érosion des sols (Fournier 1969). Wischmeier et Smith (1978) ont décrit l'érosivité d'un événement pluvieux, R, comme le résultat d'une quantité d'énergie, *E,* libérée lorsque les gouttes de pluie touchent le sol et de l'intensité maximale, *I30*, d'un événement pluvieux pendant une période de 30 minutes. Par conséquent, un événement pluvieux est considéré comme érosif lorsque la pluie est efficace en termes de rendement sédimentaire et que les caractéristiques suivantes sont vérifiées : (i) le cumul des pluies dépasse le seuil *T=12*,7 mm, sans que le cumul des pluies soit inférieur à *T/2=6,*35 mm pendant 6 heures ; ou (ii) le cumul des pluies dépasse *T/2=6,*35 mm en 15 minutes. Dans ces conditions, l'évaluation de l'érosivité des précipitations nécessite des données pluviométriques avec une résolution temporelle fine, à des intervalles d'une demi-heure ou moins.

Néanmoins, dans le monde entier, ces séries sont souvent courtes, difficiles à acquérir et longues à traiter car elles nécessitent l'analyse de documents provenant de pluviographes

(Bertoni et Lombardi 1985). En réponse à ces contraintes, des solutions alternatives sont proposées lorsque l'indice R est expliqué par des données pluviométriques facilement accessibles couvrant de longues périodes telles que les précipitations quotidiennes (Richardson et al. 1983 ; Choukri et al. 2016 ; Xie et al. 2016 ; Beguería et al. 2018 ; Bouderbala et al. 2019) ou mensuelles (Renard et Freimund 1994 ; Terranova et Gariano 2015 ; Ballabio et al. 2017) ou annuelles (Heusch 1970 ; Bonilla et Vidal 2011 ; Yin et al. 2015 ; Toubal et al. 2018). Oduro-Afriyie (1996), Silva (2004), et Fernandez et al. (2019) ont associé l'érosivité des précipitations à d'autres caractéristiques des précipitations telles que l'indice de Fournier, *IF (*Fournier 1961), ou l'indice de Fournier modifié, *IMF* (Arnoldus 1980), tandis que Choukri et al. (2016) et Farhan et Alnawaiseh (2018) ont souligné la variabilité spatio-temporelle de l'érosivité des précipitations en utilisant les précipitations annuelles, saisonnières et mensuelles.

Les études de dégradation des sols montrent que la charge sédimentaire transportée par le débit naturel des cours d'eau est étroitement liée à l'érosivité des précipitations (Hicks et al. 2000 ; Lal 2001) et que le seuil de 12,7 mm présenté par (Wischmeier et Smith 1978) est souvent excessif (Bollinne 1978 ; Yin et al. 2017). Denis et al. (2013) ont adopté un seuil de précipitations érosives de 2,5 mm pour une région semi-aride de l'Inde. Mannaerts et Gabriels (2000) ont utilisé un seuil de 9 mm pour caractériser les précipitations érosives au Cap-Vert et Xie et al. (2016) ont estimé le seuil à 9,7 mm pour la Chine. Selon McGregor et al. (1995) et Xie et Liu (2002), une diminution du seuil de précipitation érosive génère une augmentation non significative de la quantification de la production de sédiments.

Le nord de l'Algérie est une région montagneuse caractérisée par de petits et moyens bassins de moins de 10 000 km² avec une forte variabilité spatio-temporelle de l'intensité de l'érosion en réponse à une végétation clairsemée et un climat irrégulier et agressif (Ghenim et Megnounif 2016). Outre l'irrégularité du climat, la disparité observée entre les différentes estimations de l'érosivité des précipitations citées dans la littérature est principalement due à la grande panoplie d'approches et de modèles utilisés pour estimer ce paramètre. En outre, la plupart des modèles sont adaptés à des études locales, dans des sites éloignés et souvent en négligeant les conditions pédologiques et climatiques (Meddi et al. 2016 ; Hasbaia et al. 2017 ; Toubal et al. 2018 ; Bouderbala et al. 2019).

Cette thèse vise à examiner la relation entre l'érosivité des précipitations et la production de sédiments dans le bassin de l'oued K'sob (1480 km²), qui alimente le barrage de K'sob d'une capacité initiale de 29,5 Mm^3, mis en service en 1940. L'étude bathymétrique, réalisée en 2010 par l'ANBT (Agence nationale des barrages et transferts), a révélé un taux élevé d'alluvions de barrage estimé à 67,6%. L'étude s'est focalisée sur l'effet de la variabilité du milieu environnant sur l'ampleur de l'érosion. A cet effet, l'importance des précipitations dans le processus érosif est analysée à l'échelle saisonnière en examinant le seuil effectif de précipitations par rapport à la production de sédiments. L'aboutissement de cette thèse est de développer un modèle permettant d'estimer l'érosivité des pluies dans la région d'étude à partir de données de précipitations journalières et en tenant compte de la variabilité saisonnière.

Organisation de la thèse

Cette thèse est rédigée sous la forme de cinq chapitres :

Le premier est consacré à une synthèse bibliographique. Il donne un aperçu général et des notions de base sur l'érosion et le transport des sédiments dans les bassins versants.

Le deuxième chapitre est une présentation de la zone d'étude Oued K'sob avec une description de ses caractéristiques physiques.

Le troisième chapitre traite les aspects hydrologiques et climatiques de la région d'étude. Une analyse statistique des différents paramètres météorologiques (Pluie, Température, Evapotranspiration, Humidité et Vent) est effectuée.

Le quatrième chapitre est dédié à l'étude du transport solide dans le bassin Oued K'sob, en se basant sur les données hydrométriques mesurées au niveau de la station de jaugeage Medjaz

Le dernier chapitre, aborde l'étude de l'érosivité des précipitations et son rôle dans la genèse des sédiments.

NOTA :

La réalisation de cette thèse est basée sur :

- Les données hydrométriques, pluviométriques, enquêtes menées sur le terrain par les services de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) et l'Office National de la Météorologie ONM ;
- Cartes d'état-major & photos satellitaires (ASTER GDEM, 30m) ;
- Une bibliographie récente et rapport interne de différents organismes liés à la gestion de la ressource en eau, les terres agricoles et l'aménagement du territoire.

Les données de mesure couvrant une longue période, permettent d'examiner la sensibilité des bassins versants quant à la variabilité climatique à différentes échelles temporelles. L'étude s'appuiera sur l'outil statistique et emploi d'un système d'information géographique.

Chapitre I

Notions et concepts sur l'érosion et le transport des sédiments

Chapitre I : Notions et concepts sur l'érosion et le transport des sédiments

I.1 Notions préliminaires

I.1.1 Le Bassin versant

Un bassin versant ou un bassin hydrographique est une zone de terre drainé par un cours d'eau et ses affluents (CE, 2000), (Figure I.1). L'ensemble des eaux qui tombent sur cet espace convergent vers un même point de sortie appelé exutoire.

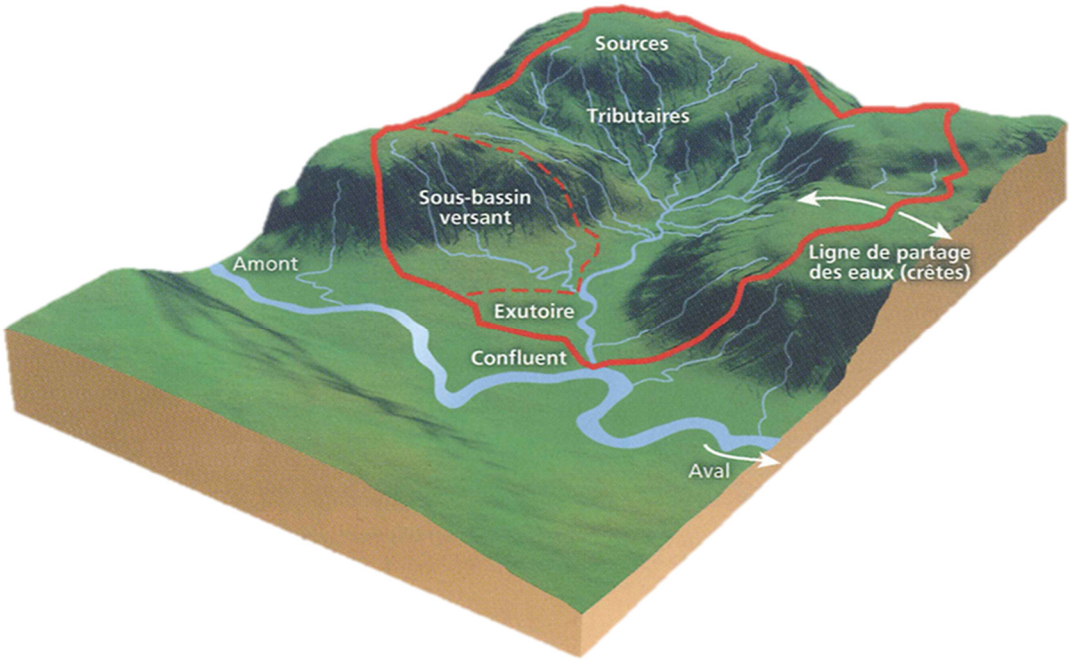


Figure I.1 Schéma d'un bassin versant (Source : Office national de l'eau et des milieux aquatiques ONEMA , France)

Dans un bassin versant, l'eau se fraye des chemins sur et dans le sol et prend en charge des particules solides comme des fractions minérales, de la matière organique ainsi que de la matière dissoute.

Les actions menées en amont d'un bassin versant, comme les aménagements inadaptés et les mauvaises pratiques agricoles peuvent fortement accentuer ou diminuer la qualité des eaux du ruissellement. Ainsi, les pratiques à risques se répercutent, généralement, en aval et la multiplication de petites perturbations peuvent modifier considérablement la réponse hydrologique en aval en termes de volume d'eau et matières associées.

I.1.2 Le cycle hydrologique

Le cycle de l'eau, appelé aussi cycle hydrologique, est un phénomène naturel qui représente le parcours entre les grands réservoirs d'eau liquide, solide ou de vapeur d'eau sur Terre à partir des océans, de l'atmosphère, des lacs, des cours d'eau et nappes d'eaux souterraines ou encore des glaciers (Figure I.2). Le « moteur » du cycle est l'énergie solaire qui favorise l'évaporation de l'eau et entraîne l'ensemble des cheminements que peut suivre une particule d'eau (Laborde 2009). Ces mouvements, accompagnés de changements d'état, peuvent s'effectuer dans l'atmosphère, à la surface du sol et dans le sous-sol. Chaque particule n'effectue qu'une partie de ce cycle et avec des durées variables. Une goutte de pluie peut retourner à l'océan en quelques jours alors que sous forme de neige, en montagne, elle pourra mettre des dizaines d'années (Laborde, 2009).

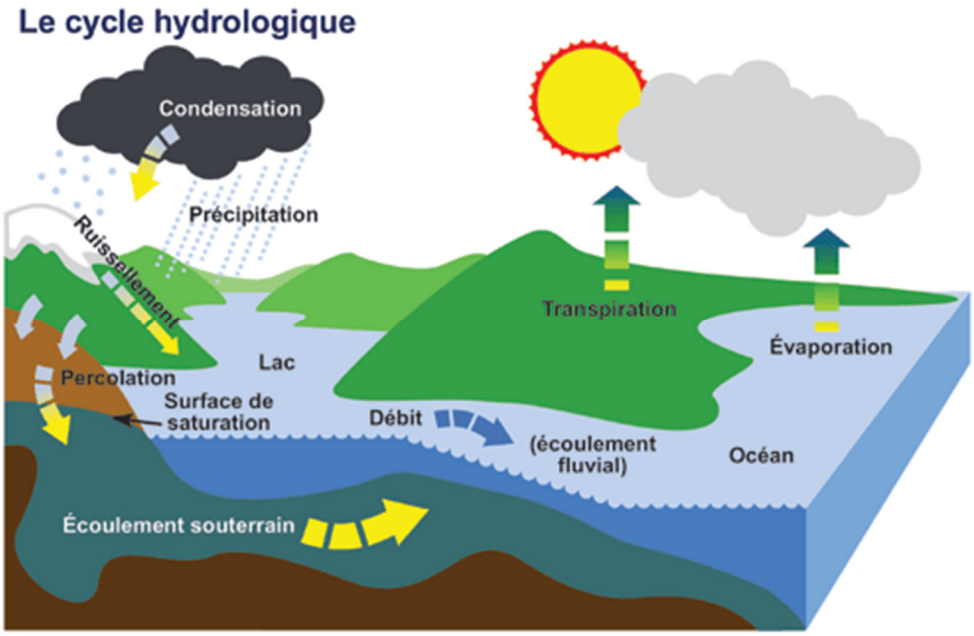


Figure I.2 Le cycle hydrologique de l'eau

(Source : https://www150.statcan.gc.ca/n1/pub/16-201-x/2017000/sec-1/fig/fig1.1-fra.htm)

I.1.3 Les précipitations

Sous l'impulsion des vents, les nuages se déplacent dans l'atmosphère. Lors d'un changement climatique et par effet de gravité, les nuages s'alourdissent et retombent sur le sol sous forme d'eaux pluviales, de grêle ou de neige, 79 % des précipitations tombent sur les océans et les 21 % restants sur la terre et alimentent les nappes phréatiques, soit par infiltration, soit par ruissellement. Un peu moins de la moitié des précipitations va servir à recharger les nappes souterraines, le reste repart en évaporation (Musy et al, 2014). L'eau

qui ne parvient pas à s'infiltrer directement dans le sol, ruisselle le long des pentes pour se jeter ensuite dans les lacs et les rivières. Cette eau suivra leurs cours pour rejoindre les mers et les océans. Toutes les eaux issues du ruissellement (ruisseaux, rivières, fleuves, lacs) sont appelées cours d'eau de drainage. L'eau dans la nappe peut stagner jusqu'à des milliers d'années avant de retourner dans les océans.

I.1.4 L'évaporation

L'évaporation est un phénomène de changement de phase lent de l'état liquide vers l'état gazeux d'un liquide à une température inférieure à la température d'ébullition à la pression ambiante (Forestier, 2011).

Les facteurs qui conditionnent l'évaporation sont les suivants : les rayonnements solaires et atmosphériques, la température de l'eau et de l'air, l'humidité de l'air, la pression atmosphérique, le vent, la profondeur et la dimension des nappes d'eau, la qualité de l'eau et les caractéristiques du bassin (exposition des versants au soleil, au vent, pentes, sol…etc).

I.1.5 L'interception et le stockage dans les dépressions

L'interception est le processus par lequel une partie des précipitations est captée et retenue par la végétation puis évaporée sans avoir atteint la surface du sol. Son importance et souvent marginale et donc souvent négligée sous climat semi-aride où la végétation est éparse. Le stockage est l'eau retenue dans les creux et les dépressions du sol pendant et après une averse. Comme l'interception, le stockage dans les dépressions est, souvent associé aux pertes.

La rétention d'eau varie considérablement. Elle peut atteindre jusqu'à 30% de la précipitation totale pour une forêt mixte, 25% pour les prairies et 15% pour les cultures (André et Christophe, 2004). L'effet respectif de l'interception et du stockage dans les dépressions est très variable et diminue au cours de l'averse. Il provoque en général un retard dans le démarrage et la réaction hydrologique qui peut être perçue à l'exutoire du bassin.

I.1.6 L'infiltration

En hydrologie, l'infiltration est le processus par lequel les précipitations ou l'eau pénètrent dans les sols souterrains et se déplacent dans les roches à travers les fissures et les pores. La majeure partie de l'eau de pluie et de la neige fondue finit par s'infiltrer.

L'eau peut être absorbée par le sol et y rester longtemps jusqu'à ce qu'elle s'évapore progressivement. Si la végétation est abondante, l'eau infiltrée puis absorbée par les racines

des plantes et transpirée plus tard. L'infiltration se produit dans les couches supérieures du sol mais peut aussi se poursuivre plus bas dans la nappe phréatique.

I.1.7 Les écoulements

La pluie ou la fonte des neiges excessives peuvent produire un écoulement de surface vers les ruisseaux et les fossés. En hydrologie de surface, le terme " écoulement " désigne exclusivement la circulation de l'eau dans le réseau hydrographique. Il s'agit d'un phénomène qui peut se quantifier par des mesures directes de débits.

En dehors du réseau hydrographique, on parle de ruissellement, pour qualifier un écoulement de surface se produisant exclusivement sur les versants.

I.1.8 Le sol

Le sol joue un rôle prépondérant sur le cycle de l'eau et sur l'émission des éléments chimiques vers l'eau. Il joue un rôle sur le partage entre infiltration et ruissellement. Il joue le rôle de réserve en eau pour les plantes et de milieu pour les êtres vivants présents dans le sol. Il est au cœur des transferts d'eau entre l'atmosphère, les nappes d'eau souterraine et les cours d'eau. Le sol stocke et transforme de nombreux produits épandus au sol, qu'ils soient solides ou liquides, minéraux ou organiques, d'origine agricole, industrielle ou urbaine. Les sols des zones humides, saturés en eau en hiver, ont un rôle tampon d'un point de vue hydrologique, permettant l'extension latérale de la nappe, et hydrochimique, favorisant les transformations biogéochimiques en lien avec les battements de nappe.

I.2 Le concept " érosion "

L'érosion est un processus physique et chimique par lequel le sol et les roches de la croûte terrestre sont continuellement soumis à une abrasion et à une corrosion.. Selon le domaine scientifique, le mot **" érosion"** prend différent sens. Dans le damaine de l'hydrologie, l'érosion du sol correspond au "détachement ", et au "transport " des particules de sol, de leurs emplacements d'origine à un endroit de "dépôt" à l'aval. Les mécanismes d'érosion sont conditionnés par la gravité, l'eau et le vent. Ils se distinguent entre érosion éolienne et érosion hydrique.

I.3 formes de l'érosion hydrique

I.3.1 L'érosion en nappe

L'érosion en nappe appelée aussi **érosion diffuse** ("sheet erosion" pour Anglophone) résulte principalement de l'énergie des gouttes de pluies qui s'abattent sur la surface du sol. Par l'effet du **'splash',** la pluie éboule les agrégats du sol et détache les fines particules qui se dispersent sur de courtes distances. Ces fines particules mobilisées sont ensuite transportées par le ruissellement en nappe (Figure. I.3) (Le Bissonnais, Y., & Le Souder, C. (1995).

Ce type d'érosion dépend de deux processus : le détachement des particules du sol causé par l'impact de gouttes de pluie et le ruissellement superficiel (si l'intensité dépasse la vitesse d'infiltration).

Dans les sols cultivés, l'érosion en nappe peut être considérable et se traduit surtout par une « dilution » de la matière organique, du fait du labour qui remonte en surface une nouvelle tranche de limon (Le Bissonnais et al 2000). Elle s'amplifie avec l'intensité des pluies, la raideur des pentes, le manque de couvert végétal et la vulnérabilité des sols (Bahri et al., 1995). Ceci fait que l'érosion en nappe est plus intense en automne. En Algérie, l'érosion en nappe produit entre 0,10 à 20 t/ha/an de sédiment (Roose, 1993; Chibbani et al. 1999).

Figure. I.3 : Un paysage qui illustre l'effet de l'érosion en nappe (photo : Guesri 2015 à Bousaada

I.3.2 L'érosion concentrée (linéaire)

Elle apparaît à l'intersection de deux plans de versant, et s'étend jusqu'au fond des vallées à travers le réseau hydrographique. Lorsque les eaux de ruissellement se concentrent, elles peuvent selon la nature du sol et l'intensité du relief creuser la terre en formant des griffes, des rigoles ou des ravines.

On parle de **griffes**, lorsque les petits canaux ont quelques centimètres de profondeur, de **rigoles**, lorsque les canaux dépassent 10 cm de profondeur et de **ravines** lorsque les creux atteignent plusieurs dizaines de cm (plus de 50 cm) (Roose, 1994).

I.3.2.1 L'érosion en griffes et rigoles

L'érosion en rigoles commence lorsque l'écoulement de surface se concentre dans les points bas de la terre, l'énergie issue du débit concentré est capable de détacher les particules du sol, ce qui permet avec le temps de former des griffes et des rigoles (Figure I.4).

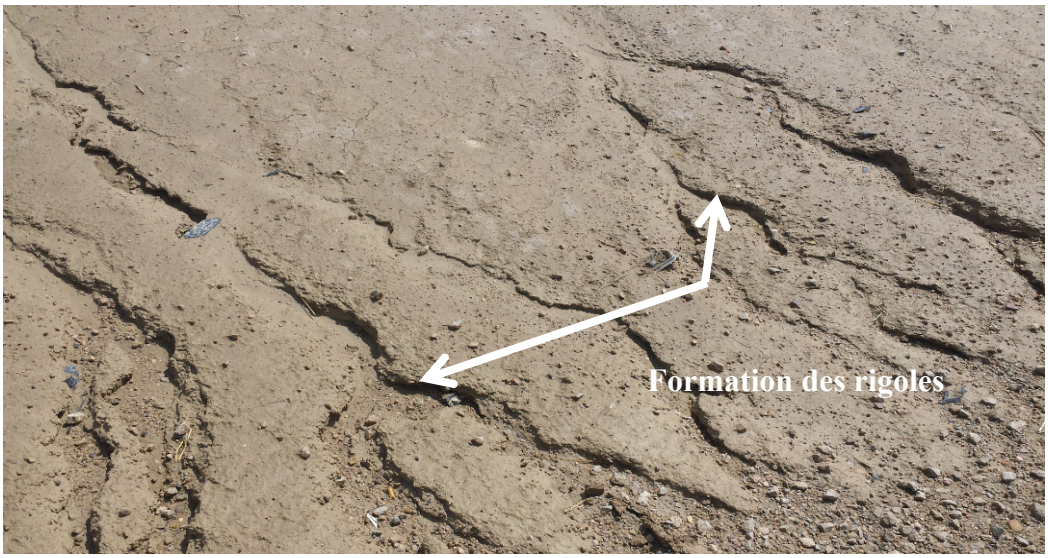


Figure. I.4 : Le début de formation des rigoles à une terre située à la région de Maadid, M'sila (Photo Guesri 2017)

I.3.2.2 L'érosion en ravines

Elle est causée par les débits générés des ruissellements concentrés sur un versant (Figure I.5). Elles constituent des réseaux pour rejoindre le réseau hydrographique. Le ravinement est favorisé lorsque les sols sont sur les terrains imperméables soumis à des averses courtes et intenses.

En Algérie, l'érosion en ravines déplace ne moyenne entre 90 à 300 t/ha/an ce qui correspond à une vitesse d'altération des versants de 8 à 17 mm/an (Chebbani et al, 1999).

Figure. I.5 : L'érosion en ravines est plus spectaculaire à l'Oued Rithem, Sud de M'sila. La profondeur de la ravine est d'une dizaine de mètres en comparaison avec la longueur des poteaux électrique (Photo Guesri 2017)

I.4 Les mécanismes d'érosion, transport et dépôt de sédiments

L'érosion hydrique des sols résulte de divers processus : le détachement des particules du sol puis leur transport par l'eau. Lorsque l'énergie nécessaire au transport des particules par l'eau n'est plus suffisante, un troisième processus intervient. Il s'agit du dépôt des particules, encore appelé sédimentation. Chacun de ces processus est causé par un ensemble de mécanismes.

I.4.1 Les mécanismes de l'érosion

Les mécanismes de l'érosion se différencient selon la nature des interactions en jeu et de l'énergie nécessaire à leur rupture, des conditions physico-chimiques nécessaires pour leur mise en œuvre, de la cinétique des processus ainsi que de la nature et la taille des particules résultant de la désagrégation. Plusieurs mécanismes ont été identifiés (Emerson, 1967 ; Boiffin, 1984 ; Emerson et Greenland, 1990 ; Le Bissonnais, 1996) : L'effet « Splash », l'éclatement, la désagrégation par gonflement différentiel, la dispersion physico-chimique et le ruissellement (Figure I.6)

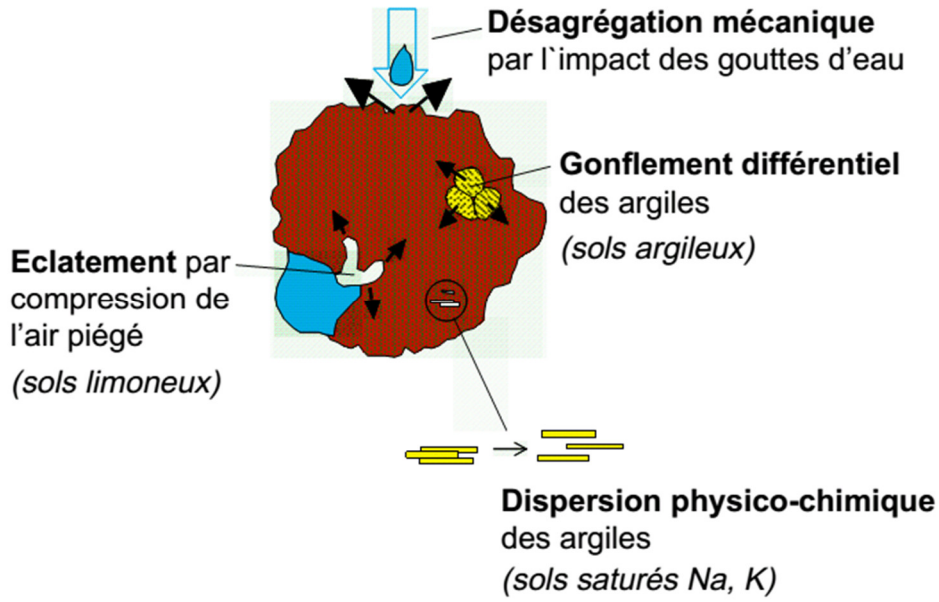


Figure. I.6 : Mécanismes de désagrégation à l'eau (Chenu et Cosentino, 2011)

I.4.1.1 L'impact des gouttes de pluie « l'effet Splash »

Ce type de mécanismes est dû au choc de la goutte de pluie sur le sol. Chaque goutte possède une énergie cinétique fonction de son poids et de sa vitesse de chute (Leguedois, 2003 ; Kinnell, 2005). L'impact des gouttes de pluie peut fragmenter les agrégats et surtout détacher les particules de leur surface (Figure I.7). Les grains de sables, les fragments d'agrégats et les argiles dispersés sont projetés autour du lieu de l'impact. L'intensité de ce processus et la distance de projection dépendent de l'énergie cinétique des pluies, de la texture du matériau et de la pente (Le Bissonnais et al, 1996).

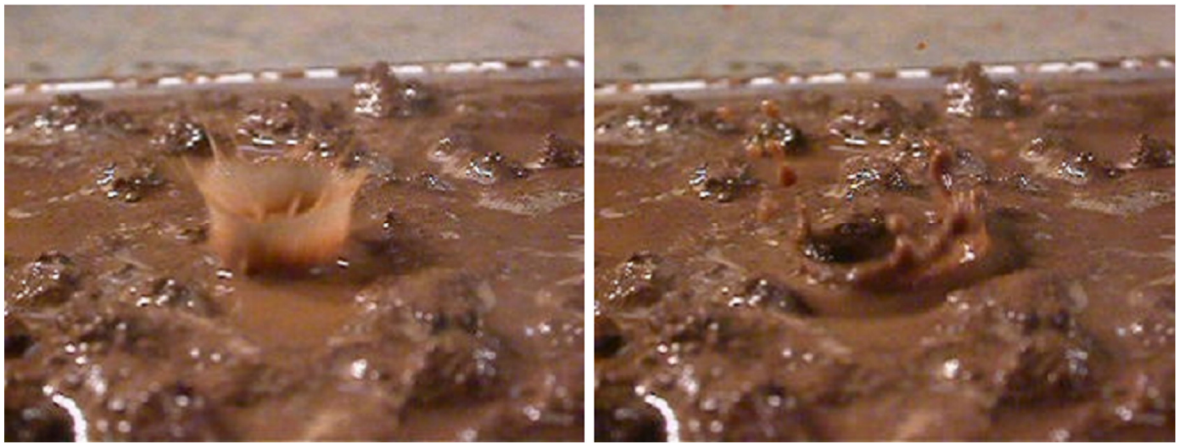


Figure. I.7 : L'effet « *splash* » sur le sol sous l'impact d'une goutte de pluie (Photo: Pierre-Olivier Cochard Référence !)

L'énergie cinétique d'une goutte de pluie lors de son contact au sol est fonction de la masse et de la vitesse de chute de la goutte. Elle est donnée par l'équation :

$$E_c = \frac{1}{2} m V^2$$

m : la masse de la goutte

V : la vitesse de la goutte

E_c : l'énergie cinétique en joule (si m en Kg et V en m/s).

Le diamètre des gouttes de pluie, leur vitesse de chute et leur masse totale déterminent la capacité de détachement des particules du sol.

I.4.1.2 L'éclatement

Il s'agit de la désagrégation par compression de l'air piégé lors de l'humectation. L'intensité de ce mécanisme dépend entre autres, du volume d'air piégé, donc de la teneur en eau initiale des agrégats et de leur porosité. Les sols argileux sont moins affectés par l'éclatement que les sols limoneux ou sableux (Le Bissonnais, 1990). L'humidification des sols avant une averse diminue considérablement le taux de détachement de particules (Roose, 1986). L'éclatement est qualifié comme un bon indicateur permettant de décrire la susceptibilité des sols à l'érosion (Barthès & Roose, 2001).

I.4.1.3 La désagrégation par gonflement différentiel

Ce phénomène intervient suite à l'humectation et la dessiccation des argiles, entraînant des fissurations dans les agrégats. L'importance de ce mécanisme dépend en grande partie de la teneur et de la nature de l'argile des sols. Ce mécanisme contribue à la réduction de la taille des agrégats à la surface du sol. La fissuration par gonflement augmente lorsque la teneur en argile augmente, du fait de l'augmentation du gonflement potentiel. Les conséquences directes de ce mécanisme sont moins importantes que les autres mécanismes (Le Bissonnais et Le Souder, 1995).

I.4.1.4 La dispersion physico-chimique

Ce mécanisme est le résultat de la réduction des forces d'attraction entre particules colloïdales lors de l'humectation (Emerson, 1967). L'eau s'infiltre par les fissures, dissous le sel contenu dans le sol et creuse des tunnels provoquant des effondrements qui se manifestent, parfois par d'importantes ravines qui marquent le paysage des versants. Ce mécanisme de désagrégation est le plus efficace, car il concerne la structure élémentaire de

l'agrégat. Il décuple les effets des autres mécanismes (Le Bissonnais et al, 1995). La dispersion physico-chimique concerne les particules élémentaires de l'agrégat, et dépend de de la taille et la valence des cations (particulièrement du sodium) pouvant lier les charges négatives dans la matière colloïdale. Ces dernières constituent des ponts entre les particules chargées négativement. La dispersion dépend alors, essentiellement, de la capacité d'échange cationique portée par le complexe agrégat.

Les différents mécanismes de désagrégation et ses caractéristiques sont résumés dans le tableau suivant :

Tableau I.1 : Caractéristiques des mécanismes de désagrégation (Le Bissonnais, 2000)

Mécanisme	Éclatement	L'effet « splash »	Désagrégation par gonflement différentiel	Dispersion physico-chimique
Nature des forces en jeu	Pression interne de l'air piégé lors de l'humectation	Impact des gouttes de pluie	Pression interne par gonflement de l'argile	Réduction des forces d'attraction entre particules
Intensité de la désagrégation	Totale	Cumulative	Partielle	Totale
Propriétés du sol en jeu	Porosité, mouillabilité, cohésion interne, mouillabilité,	Cohésion humide (argile, matière organique, oxydes)	Gonflement potentiel, cohésion, conditions, d'humectation.	Statut ionique, minéralogie de l'argile
Particules produites	Petits microagrégats (< 500 µm)	Particules et micro-agrégat	Macro et microa-grégats	Particules élémentaires

I.4.2 Les mécanismes du transport des sédiments

I.4.2.1 Le ruissellement

Suite à la phase de détachement des particules du sol les sédiments arrachés peuvent être mise en mouvement. L'eau qui ruisselle va les emporter et suivre le sens de la pente.

Selon Fournier (1969), les agrégats du sol sont en général de dimensions trop grandes pour être facilement entraînés par le ruissellement. Ce déplacement des particules de sol est favorisé par plusieurs autres facteurs moins importants, tels que la gravité, le labour et le vent.Le transport concerne particulièrement les fines : comme l'argile et le limon, les matières organiques de faible masse volumique telles que les résidus de culture et les déjections animales ou encore les fertilisants épandus sur les parcelles cultivées. Cependant, les dépôts sont proches sous forme de colluvionnement. La vitesse du ruissellement sera d'autant plus rapide que la pente est longue, fortement inclinée et dépourvue de végétation. Plus la vitesse de l'eau est rapide et plus son énergie est importante, ce qui lui permet de transporter des particules plus grosses et plus loin.

I.4.3 Les mécanismes de dépôt des sédiments

L'eau ruisselée à la surface du sol est généralement chargée de sédiments mobilisés par les différents mécanismes d'érosion et de transport. Quand la pente devient moins inclinée ou que l'eau ruisselée rencontre un obstacle, son énergie diminue. A partir de ce moment, les particules transportées vont se déposer ou, en d'autres termes, sédimenter.

La sédimentation constitue le dépôt en aval de particules ou sédiments arrachés au sol ou à d'autres éléments (roche) en amont. Ces éléments peuvent se déposer sur le sol ou au fond des cours d'eau. Quand on observe les sédiments, on remarque un classement des particules selon leur taille. En effet, les particules les plus grossières sont les premières à sédimenter, les plus fines étant transportées plus loin. On parle de tri granulométrique (Kauark, 1990).

I.5 Facteurs de l'érosion hydrique

I.5.1 Climat

Le climat est considéré comme le facteur moteur qui influence l'érosion. L'efficacité de la désagrégation des sols est principalement liée à l''intensité de la pluie et du vent ainsi que la hauteur de précipitation.

I.5.1.1 Précipitation

L'agressivité des précipitations est considérée comme l'agent causal de l'érosion hydrique (Fournier 1969). Cette agressivité est appréciée par l'indice de l'érosivité R, utilisé dans les différentes versions de l'équation universelle de la perte des sols USLE, MUSLE, RUSLE, RUSLE2 (Modèles empiriques établis pour évaluer la perte en sol). L'indice R, quantifie l'énergie de l'impact des gouttes de pluie sur le sol (Wischmeier et Smith 1958). L'érosivité d'un évènement de pluie se calcule par le produit de l'énergie de la pluie (E) et de l'intensité maximale de la pluie pour une période de 30 minutes (Wischmeier et Smith 1958 ; Wischmeier et Smith 1978 ; Renard et al 1997).

I.5.1.2 Influence du vent

Lorsque la vitesse du vent dépasse un seuil critique, elle donne suffisamment d'énergie cinétique pour faire bouger les particules du sol. Les particules commencent par rouler sur la surface et sur de courte distance. Si l'intensité augmente, les particules rebondissent dans les airs, où le mouvement du vent est plus rapide. L'effet de la gravité fait retomber ces particules à la surface où elles rebondissent ou entrent en collision avec d'autres particules. Ce processus est connu sous le nom de " saltation ". Par contre, les très petites particules sont entraînées dans l'air en 'vol libre' et sont transportées sur de longues distances (Figure I.8).

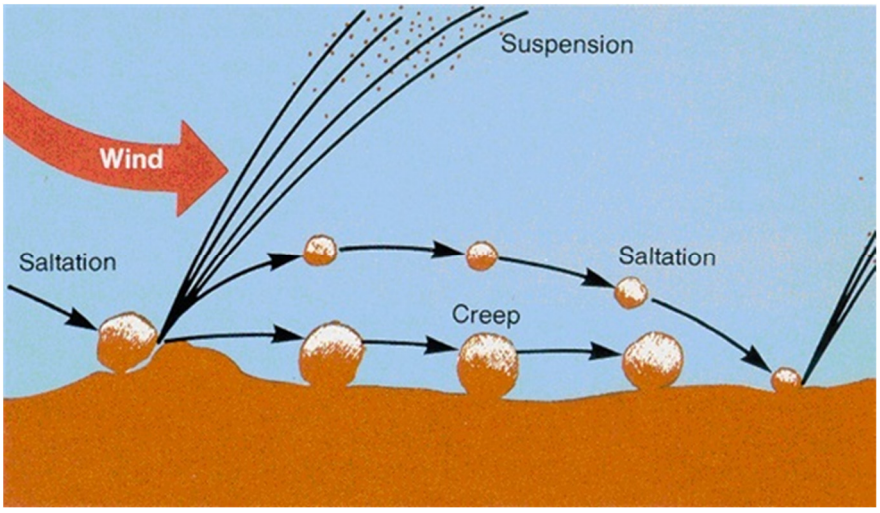


Figure I.8 : Le vent provoque la saltation, ou le saut des grains, du côté au vent des dunes de sable (Source : https://www.wikiwand.com/eu/Prozesu_eoliko).

I.5.2 La topographie

La longueur et l'inclinaison de la pente sont parmi les facteurs qui conditionnent considérablement l'érosion des sols. **Une forte inclinaison de la pente** agit directement sur la vitesse du ruissellement vers le bas et augmente l'énergie cinétique des eaux concentrées et par conséquent, le potentiel érosif.

Fox (2008) trouve que la **longueur de pente** est moins importante que l'inclinaison. Au-delà d'une centaine de mètres, la longueur a peu d'influence sur la vitesse d'écoulement maximale. De plus, il a souvent été remarqué que le ruissellement diminue le long d'un versant de l'amont vers l'aval, peut-être dû à des zones d'infiltration plus élevées le long de la trajectoire de l'écoulement de surface.

I.5.3 L'état du couvert végétal

La nature et l'extension de la couverture végétale jouent un rôle important dans l'interception et la formation du ruissellement superficiel. Le feuillage des plantes permet de dissiper l'énergie cinétique des gouttes de pluie et par conséquent la diminution de l'effet "splash". Par ailleurs, par leurs racines, les plantes favorisent l'infiltration de l'eau vers le sous-sol et retardent le ruissellement superficiel.

I.5.3.1 Le défrichement

La perte des arbres, qui ancrent le sol avec leurs racines, provoque une érosion généralisée dans les zones semi-arides. Seule une minorité de zones ont de bons sols qui, après avoir été défrichés, sont rapidement emportés par les fortes pluies. Ainsi, les rendements des cultures diminuent et les gens doivent dépenser leurs revenus pour importer des engrais étrangers ou défricher d'autres forêts

En générale, sur les versants dénudés (défrichement,) le ruissellement se génère rapidement et intensément, s'organise de manière diversifiée en fonction de la pente, de la nature des matériaux et de la rugosité de surface et attaque le sol, de plus en plus en profondeur, et transporte les sédiments jusqu'à l'affleurement de la roche en place. Le processus continue jusqu'à une généralisation du ravinement et la formation de badlands.

I.5.3.2 Les incendies

Le feu peut influer directement sur les propriétés du sol par des processus de chauffage et de combustion (Santín et Doerr, 2016). Plusieurs phénomènes sont mis en cause comme la disparition de l'humus, la formation d'une croûte liée à la cuisson du sol, le dépôt d'une

couche hydrophobe de cendres qui diminuent la perméabilité du sol (Gottfried et al, 2003 ; Neary, 2004). Les feux influencent indirectement l'érosion par des modifications de son couvert végétal et une meilleure redistribution du sol grâce à une érosion accélérée après l'incendie.

De nombreuses études dans la littérature ont fait état d'un degré variable d'érosion du sol après les feux de forêt.

I.5.4 L'état structural du sol

La stabilité structurale correspond à la capacité d'un sol à conserver son arrangement entre particules solides et vides lorsqu'il est exposé à différentes contraintes, comme l'action désagrégeante de gouttes de pluie ou l'humectation (Le Bissonnais, 1996). On la considère comme un bon indicateur de la susceptibilité des sols à la battance et à l'érosion hydrique (Le Bossonnais et al, 2002).

L'état de la stabilité des agrégats permet d'évaluer la résistance de ces derniers aux forces de désintégration. Plus la stabilité des agrégats est faible dans l'eau, plus la susceptibilité du sol à la détérioration de sa structure par l'impact des gouttes d'eau ou par l'action des outils de préparation culturale du sol, ou son tassement par le passage des machines agricoles, sera grand.

La matière organique du sol (M.O.S.) est un des facteurs importants de l'agrégation des particules solides dans le sol. Dans les sols non calcaires ou qui contiennent des teneurs faibles d'oxydes de fer et aluminium, elle est même le facteur principal de cohésion des agrégats entre eux (Oades, 1993 ; Angers et Carter, 1996).

La matière organique influence la stabilité de la structure du sol par plusieurs mécanismes, son effet positif sur la stabilité structure est variable en fonction de la nature, de la quantité et des conditions du milieu (Aoyama et al. 1999 ; Spacinni et al., 2004). Certains travaux montrent une liaison claire entre la teneur en carbone total et la stabilité structurale (Dutartre et al., 1993 ; Le Bissonnais et al., 2002 ; Chenu et al., 2011).

I.5.4.1 La désertification

La désertification est une forme de dégradation des terres fertiles dans lequel une zone relativement sèche devient de plus en plus aride, perdant généralement ses étendues d'eau ainsi que la végétation.

Une étude cartographique réalisée par Benslimane el al (2009) a permis d'évaluer la sensibilité de ces terres à la désertification (Figure I.9). Ses résultats montrent que 74,81 % des parcours steppiques sont au seuil de la désertification. L'évolution phénoménale de ce fléau naturel, durant ces 20 dernières années s'accélère selon un rythme d'environ 40 000 ha/an.

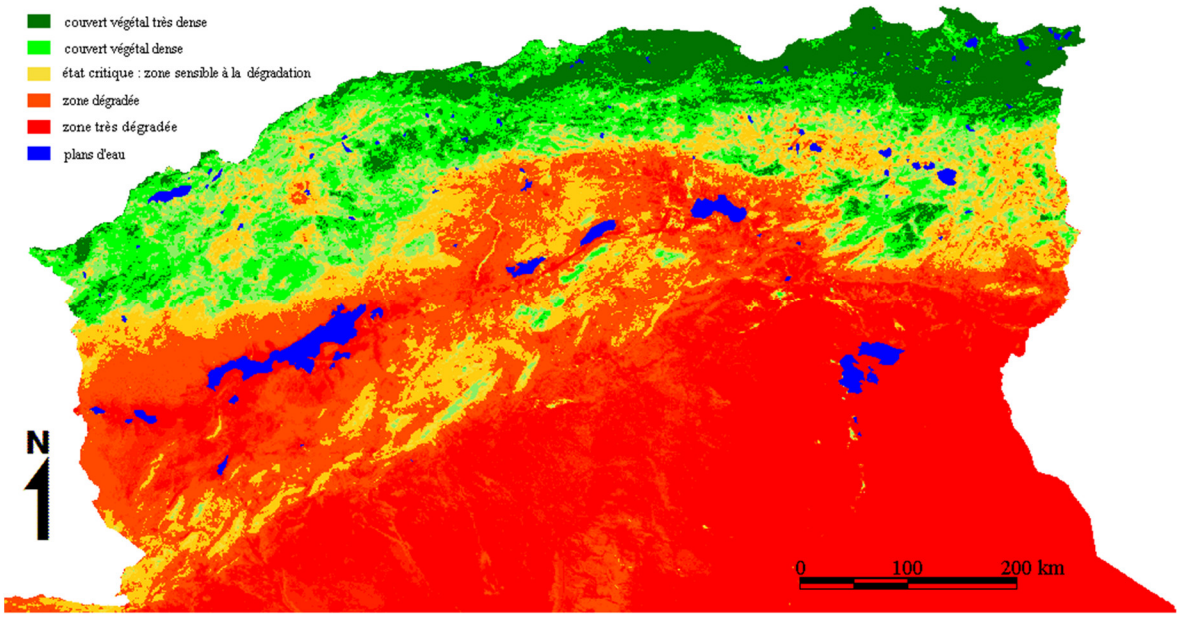


Figure I.9 Carte synthèse de sensibilité à la désertification entre 2000-2005 (Benslimane et al, 2009)

I.5.5 Le ruissellement

Quand le sol ne peut plus absorber l'eau des précipitations, une lame d'eau se forme à la surface du sol, correspondant à l'eau en excès. La mise en mouvement de cette eau forme le ruissellement. Ce dernier peut apparaitre dès que l'intensité d'une pluie devient supérieure à la vitesse d'infiltration du sol. Il est nettement plus élevé sur sol nu que sous cultures. Les plus faibles ruissellements proviennent des pluies tombantes après une période sèche. (Bouanani, 2004).

Chebbani et al (1999) trouvent que les ruissellements et les pertes en terres les plus élevées ont eu lieu à une époque où le sol est déjà très humide et dans le cas de pluies exceptionnelles et des orages d'automne et de printemps.

D'après Laouina (1998), le ruissellement ne débute qu'après un cumul pluviométrique journalier de 18 à 20 mm sur sol sec même si les pluies sont intenses. Alors qu'il apparait après un cumul de 4 mm sur sol humide et compact (Chebbani et al. 1999).

Les pluies continues de faibles intensités permettent une certaine infiltration de l'eau et réduisent le ruissellement sur les versants, par contre les épisodes de fortes intensités entraînent un ruissellement plus important. (Laouina al, 1993)

Mais ce sont les épisodes pluvieux qui durent dans le temps avec des événements répétitifs de forte intensité qui occasionnent la dégradation la plus forte, et où le ruissellement en nappe passe au ruissellement en griffes et rigoles.

En général, la vitesse du ruissellement est le paramètre prépondérant de l'action érosive du ruissellement superficiel. (Bouanani, 2004).

I.5.6 Action humaine

Le phénomène de l'érosion n'est pas conditionné seulement par des paramètres et des processus naturels, mais aussi par les actions anthropiques comme :

- L'intensification de l'agriculture, l'élevage des animaux, les exploitations minières, l'abattage du bois, la construction de routes, les aménagements urbains et le surpâturage ;

Ces différentes activités humaines ont une grande influence sur la terre, car elles peuvent avoir un effet important à cause de la destruction de la stabilité structurale du sol, la diminution ou la suppression de la végétation et modifications topographiques.

Le déboisement illégal et les feux de forêts exposent le sol nu à l'agressivité des pluies, ce qui permet de faciliter le détachement des particules, et de favoriser le ruissellement et par conséquent causer une forte érosion (Benchaabane, 1998). Le surpâturage a deux actions sur l'augmentation des phénomènes érosifs, le premier est la dégradation du couvert végétal protecteur, le second est un effet mécanique sur la structure des sols en pente par les chemins suivis par les troupeaux. D'après (Dajoz, 1996), Les actions et les fautes de l'homme ont causé une perte de 5 millions km² de terres cultivables au niveau mondial.

I.6 Le réseau hydrographique

Le réseau hydrographique se développe de manière à évacuer efficacement l'eau de la terre. L'écoulement des cours d'eau commence sous la forme d'une mince couche d'eau en surface. L'eau descend la pente la plus abrupte et commence à éroder la surface en créant de petits canaux de ruisseau. Au fur et à mesure que les rigoles fusionnent, s'approfondissent et s'enfoncent dans les canaux, de plus grands canaux se forment.

L'érosion rapide allonge la pente ascendante du canal dans un processus appelé érosion vers l'amont. Au fil du temps, les chenaux voisins fusionnent avec des affluents plus petits qui se joignent à un ruisseau principal plus important. Les chenaux reliés deviennent ce que l'on appelle un réseau de drainage. Avec l'érosion continue des chenaux, les réseaux de drainage changent au fil du temps.

I.7 Transport solide

Le lit des cours d'eau naturels est constamment formé et déformé par les sédiments en mouvement. Dans les cours d'eau alluviaux, les mouvements des sédiments sont variables dans le temps et dans l'espace, et s'adaptent aux changements de l'écoulement, modifiant la morphologie du lit. Ainsi, la compréhension de la dynamique sédimentaire des cours d'eau nécessite la connaissance des interactions qui lient l'écoulement, le transport des sédiments et le développement des formes sur le lit.

I.7.1 Modes de transport des particules solides

On distingue deux types de transport (Figure I.10) :

I.7.1.1 Le transport solide en suspension

Il concerne les particules les plus fines et s'analyse comme un équilibre « entre deux eaux », entre le poids déjaugé de la particule (poids réduit de la poussée d'Archimède), les forces s'opposant au mouvement relatif de l'eau et de la particule dues à la viscosité de l'eau et les composantes verticales des forces turbulentes. En l'absence de turbulence s'établit une vitesse de chute qui résulte de l'équilibre entre poids déjaugé et forces de friction dues à la viscosité (Roche et al, 2012).

I.7.1.2 Le transport solide par charriage

Il est lié au mouvement possible de matériaux posés au fond du lit (gravier, sables, galets et blocs), de diamètre supérieur à 1 mm, qui se déplacent par roulement ou glissement, au

voisinage immédiat du fond du cours d'eau, et parcourent des distances relativement petites et discontinues dans le temps et dans l'espace.

Les mesures sur le terrain du transport solide par charriage sont très onéreuses à cause des perturbations de l'écoulement. De ce fait, les évaluations de ce type de transport sont difficiles à mener en l'absence de bases de données.

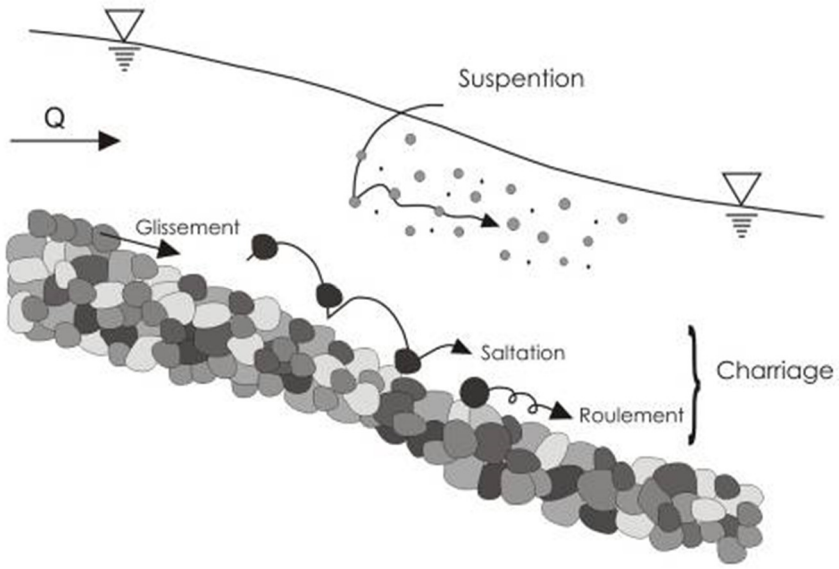


Figure I.10 Modes de transport des particules dans un chenal (Source : http://theses.univ-lyon2.fr/documents/getpart.php?id=lyon2.2008.pintomartins_d&part=154405)

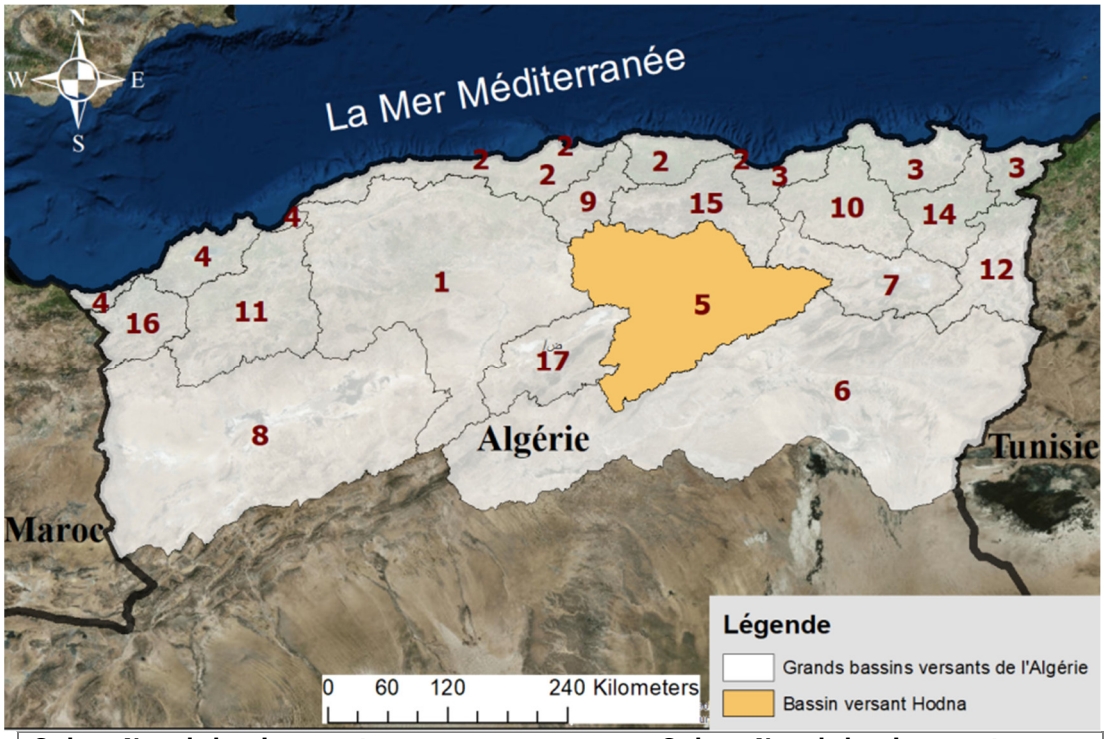
Chapitre II

Présentation de la zone d'étude

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

II.1. Aperçu général sur le bassin Hodna

D'après Savornin (1908), le nom de Hodna (en arabe : الحُضنة), semble à répondre, dans la toponymie indigène, à quelque chose d'assez précis. Autres spécialistes de la langue y voient un terme générique et le traduisent : « Plaine entourée de montagnes », cette définition convient parfaitement à la région connue sous ce nom en Algérie. Le bassin versant du Hodna de surface de 25840 km² et de périmètre de 1059 km, est un bassin endoréique où ses affluents déversent dans le lac salé Chott El Hodna.



Code	Nom du bassin versant	Code	Nom du bassin versant
1	Chéliff	9	Isser
2	Cotiers Algérois (Est-Ouest)	10	Kébir Rhummel
3	Cotiers constantinois (Est-Centre-Ouest)	11	Macta
4	Cotiers oranais (Est-Centre-Ouest)	12	Medjerdah
5	**El Hodna**	14	Seybouse
6	Chott Melrhir	15	Soummam
7	Hauts plateaux constantinois	16	Tafna
8	Hauts plateaux oranais	17	Zahrez

Figure II.1 Localisation du grand bassin el Hodna en Algérie du Nord

(Database: World Imagery Basemap, ESRI)

Il est en position centrale dans le territoire du Nord de l'Algérie (Figure II.1) et en contact de ce fait avec de nombreux ensembles hydrographiques :

- Au Nord, par les bassins versants de l'Isser et de la Soummam,
- À l'Ouest, par les bassins du Cheliff et du Zahrez,

- À l'Est, par les Haut Plateaux Constantinois,
- Au Sud, par le grand bassin du Chott Melrhir.

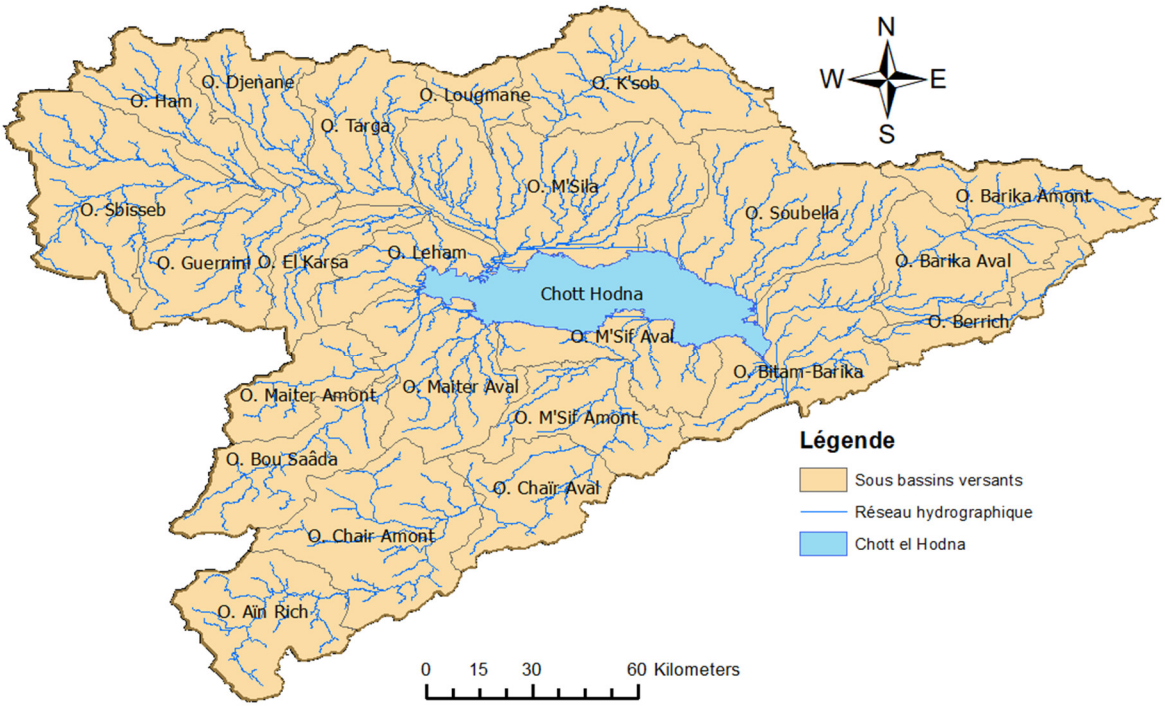


Figure II.2 bassin el Hodna selon le découpage de l'ANRH

Selon l'agence nationale des ressources hydrauliques « ANRH », le bassin de Hodna peut être divisé en 23 sous-bassins endoréiques : Oued Ham (805,8 km²); Oued Sbisseb (1851,98 km²); Oued Guernini (1071,31 km²); Oued Djenane (860,47 km²); Oued Targa (1026,94 km²); Oued El Karsa (553,12 km²); Oued Leham (647,99 km²) ; Oued Lougmane (333,75 km²) ; Oued K'sob (1480 km²) ; Oued M'Sila (2157,52 km²) ; Oued Soubella (1768,97 km²) ; Oued Barika Amont (889,77 km²) ; Oued Barika Aval (1007,05 km²) ; Oued Berrich (504,4 km²) ; Oued Bitam-Barika (1403,02 km²) ; Oued Maiter Amont (672,74 km²) ; Oued Bou Saâda (1035,15 km²) ; Oued Maiter Aval (1232,86 km²) ; Oued Aïn Rich (1130,88 km²) ; Oued Chair Amont (1597,78 km²) ; Oued Chaïr Aval (877,75 km²) ; Oued M'Sif Amont (924,2 km²) ; Oued M'Sif Aval (792,66 km²). Le 24ème central étant le Chott El Hodna (Figure II.2).

Le chott el Hodna est un lac salé endoréique du nord-est de l'Algérie (Figure II.3). Il est le deuxième plus grand lac d'Algérie (après le chott Melrhir) et donc l'un des plus grands d'Afrique du Nord. Il fait partie d'une série de chotts qui se sont développés aux endroits de convergence des eaux provenant de l'Atlas saharien au sud (Aurès) et de l'Atlas tellien au Nord (Chréa et Djurdjura).

Figure II.3 Chott el Hodna (Photo : Amal Qahwadji, 2011)

La cuvette (bassin) du Hodna a une superficie de 8500 km² dont 1100 km² pour le chott à proprement parler. Le chott est situé à 400 mètres d'altitude. Son alimentation est assurée par au moins 22 cours d'eau principaux auxquels il faut ajouter des sources d'eau douce. Il se met en eau uniquement en hiver, sec et salé en été, des croûtes de sel couvrent toute son étendue. À cause d'une forte évaporation, il se transforme régulièrement en un désert de sel.

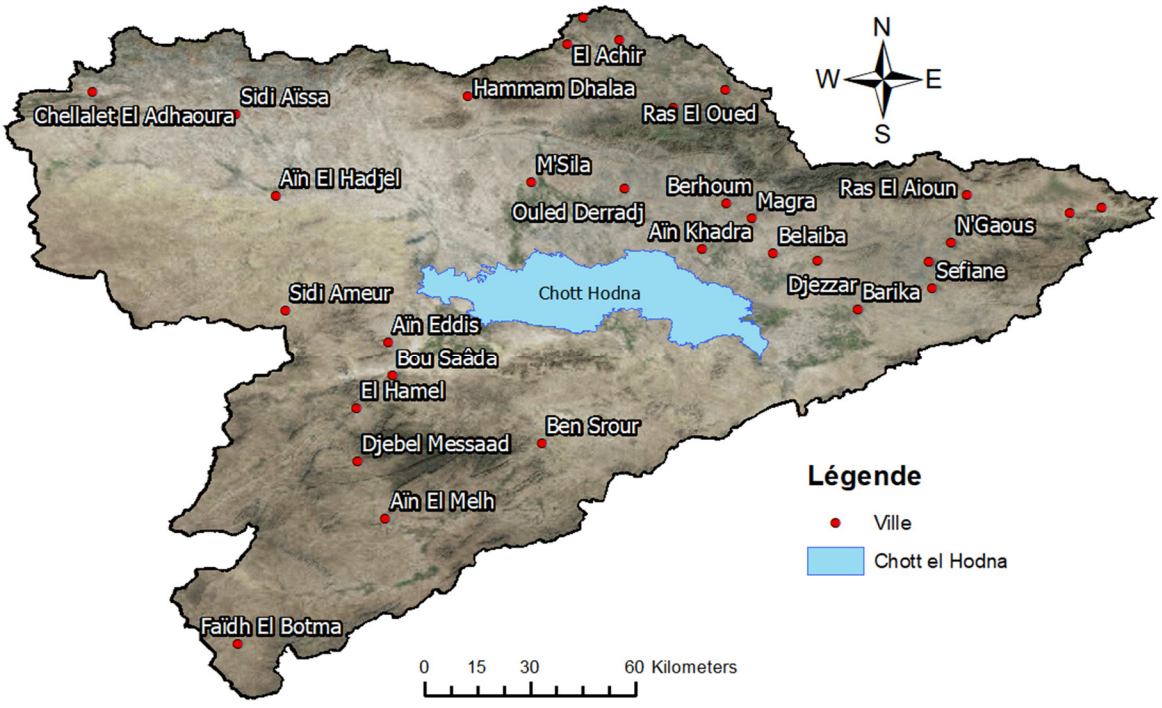


Figure II.4 Vue Satellitaire du bassin versant Hodna (Database: WIB, ESRI)

Au nord du bassin, l'écran montagneux formé par la chaîne du Hodna et des monts du Titteri forme une véritable barrière.

Au pied de cet obstacle, la plaine du bassin-versant est l'unité la plus vaste. Entre les massifs montagneux et la plaine centrale, le piedmont est constitué par de vastes glacis d'érosion parsemés de chebkas (ravins) (Kebiche, 1994).

II.1.1 La dépression Hodnéenne

La dépression de El Hodna est une plaine où s'est creusé un réseau hydrographique dense qui raine les versants du cadre montagneux environnant (Figure II.5).

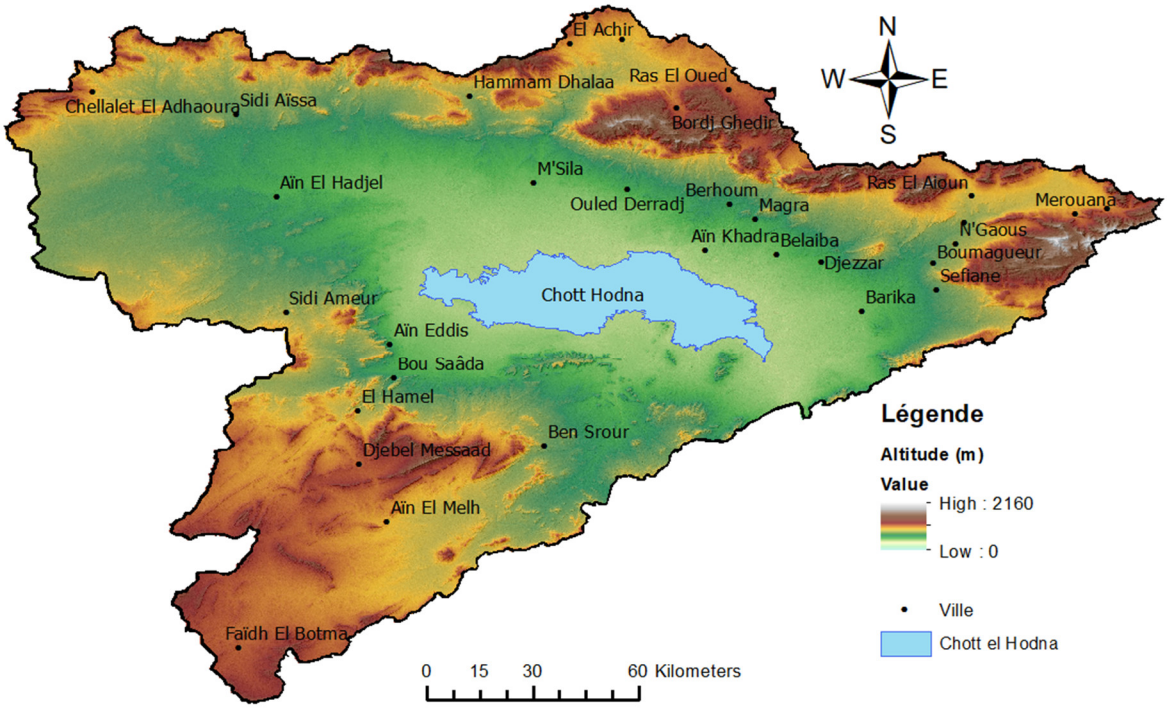


Figure II.5 Les grands ensembles du relief du bassin versant Hodna (Carte basée sur les Modèles Numériques du Terrain « ASTER GDEM », avec une résolution fine de 30 m)

Cette dépression est subdivisée en deux milieux bien distincts :

***Le piedmont (djerr) :**

Le piedmont 'Djerr' est la zone de transition entre la montagne au nord et la plaine. Il s'allonge d'Ouest en Est a entre les cotes 700m et 500m. C'est un milieu de collines aux formes très variées, certaines sont disséquées par le réseau hydrographique, ce qui leur donne – vu de loin – la forme de filets d'où l'appellation locale de chebka.

Ces formes très développées à l'Est de l'oued K'sob, constituent des dépôts continentaux du mio-pliocène qui forment des petits reliefs monoclinaux.

En plus de ces collines, ce milieu se caractérise par une autre forme : les 'draàs' qui signifient bras ; c'est une série de glacis d'érosion étagés qui convergent vers l'aval et qui sont découpés en lanières par des vallons. Ces formes se développent sur toute la partie occidentale, et entre les collines de la partie orientale.

Sur le versant Sud, la zone de piedmont est inexistante et les versants passent directement à la plaine sans aucune zone de transition ; le contact étant masqué par les formations éoliennes. (Nemouchi, 2001)

La plaine s'étend au Sud et à l'Ouest du piedmont. Elle est circonscrite par la courbe de niveau de 500m, et s'étale jusqu'aux rives de la Sebkha. C'est une plaine de remblaiement qui couvre environ le1/3 du bassin versant mais avec des nuances entre la plaine du Nord et de l'Est d'un côté et celle du Sud de l'autre. La première, façonnée par les eaux de ruissellement issues du cadre montagneux est une plaine limoneuse parsemée de nappes de cailloux et de sable résultants du dépôt de la charge solide des oueds qui perdent leur compétence avant d'atteindre le chott. Des deltas se sont constitués à chaque embouchure d'Oued et gagnent en extension sur le chott. La seconde, se caractérise par la nature sablonneuse de ses sols, d'où son appellation locale de r'mel qui signifie sable. Elle s'étend directement aux pieds des reliefs qu'elle entoure par des étendues planes ou parsemées d'accumulations de sables (erg) dont les plus importantes sont localisées à l'Ouest et au Nord de Boussaada.

Contrairement à la plaine du Nord et de l'Est, le ruissellement n'a aucun effet important, car les oueds n'atteignent qu'exceptionnellement le chott – sauf les oueds M'cif et Boussaada – ils forment de larges plaines d'accumulation ou les eaux s'infiltrent et s'évaporent. Par contre l'action éolienne est prépondérante, le vent est le principal agent d'érosion, de transport et d'accumulations de sable (Nemouchi, 2001)

II.1.2 Le couvert végétal

La caractéristique essentielle du bassin versant du Hodna du point de vue couverture végétale est la prédominance des terrains qui favorisent le ruissellement notamment les terrains de parcours et les terrains nus dont la proportion est > 65% de la surface totale du bassin. Le reste est occupé par terres de culture et les forêts et matorrals

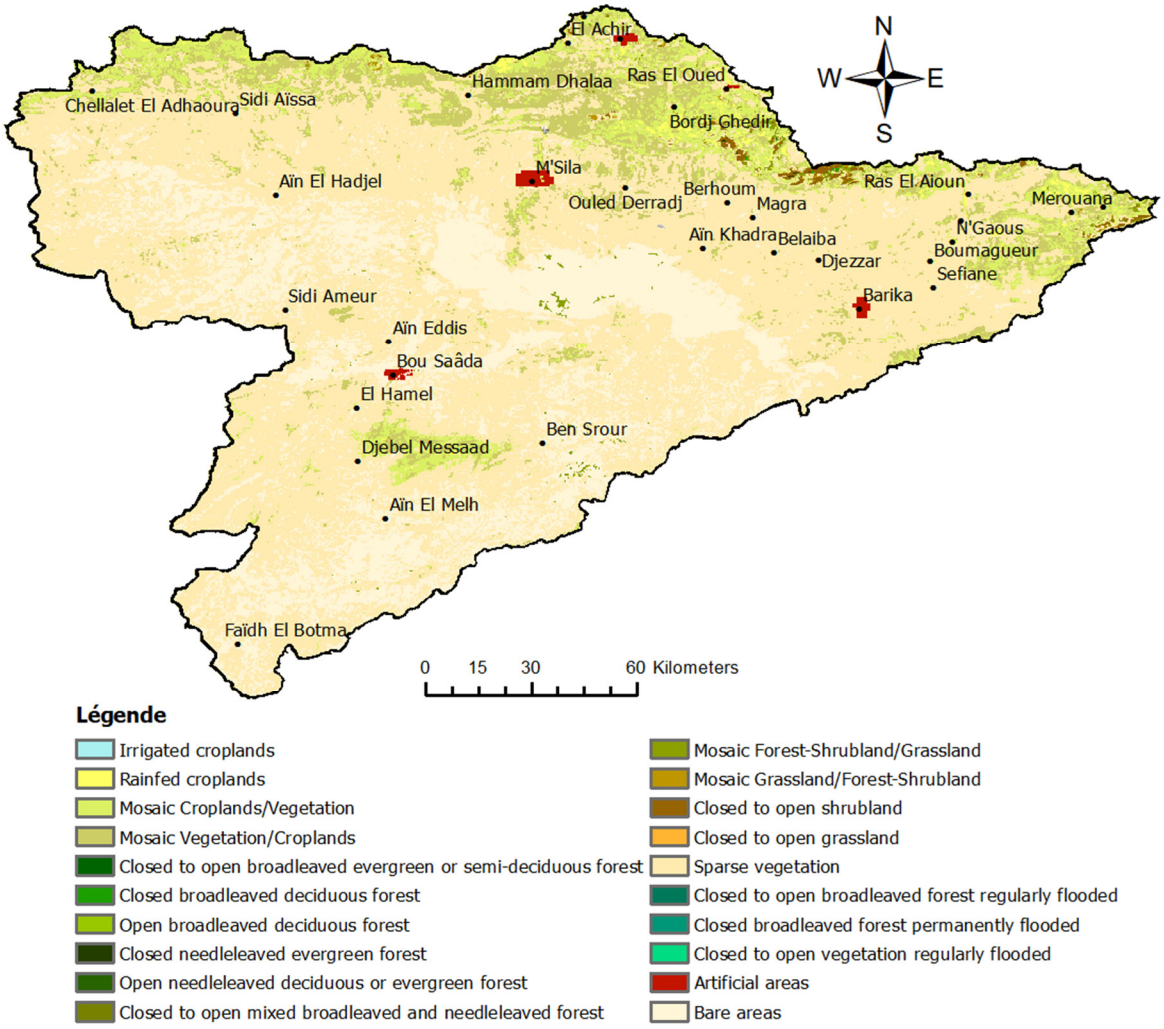


Figure II.6 Carte de l'occupation de sol du bassin Hodna (Carte réalisée en se basant sur la carte de l'occupation des sols GlobCover2009, couvrant l'Afrique et la péninsule arabique)

Les terrains boisés ont une extension faible, ils sont localisés généralement en altitude et sur les pentes raides ou les précipitations sont abondantes et l'action anthropique limitée. Les espèces dominantes sont le cèdre sur les sommets excédants 1500m, le pin d'Alep, le chêne vert, et l'olivier lentisque aux altitudes inférieures ou l'humidité s'atténue légèrement. Ces forêts sont dans un état de dégradation avancée, et la végétation climax n'a pu se maintenir qu'en quelques ilots sur les sommets de montagnes (Boutaleb, Maadid, … etc) ou les conditions de sa conversation (humidité, absence de l'action anthropique) sont réunis. Ailleurs, cette forêt est dégradée, elle se présente sous forme de couverture arbustive formée par un maquis épineux.

Les terrains mal protégés ou nus représentés par les parcours et les terrains dénudés occupent la moitié de la surface totale à cause du caractère steppique de la région. En effet, l'isohyète 400mm constitue la limite écologique de la steppe ou elle occupe aussi bien les

piedmonts, les vallons et les dépressions. C'est une formation basse, discontinue, privée d'arbres et d'arbustes. Les espèces dominantes sont le sparte, le Chih, le drinn, et l'armoise qui se répartissent selon les conditions édaphiques du milieu.

La dégradation de ces terrains par la surcharge pastorale et certaines pratiques qui y sont liées (le feu engendre la disparition de cette végétation et l'apparition de terrains complètement nus qui s'étendent sur des surfaces relativement importantes.

Les terres de culture occupent 1/3 de la surface totale, avec la prédominance des céréales et de la jachère qui s'étendent aussi bien sur les plaines, les plateaux, et les terrains en pente. L'arboriculture et les maraichages ont une faible extension, limitée le long des oueds et autour des sources (Nemouchi 2001).

II.1.3 L'aspect hydrogéologique

Le bassin du Hodna se présente en deux grands ensembles de réservoirs d'eau : la nappe de remplissage (Mio-pliocene) en profondeur et l'aquifère superficiel, constitues par les formations détritiques du quaternaire (Figure II.7).

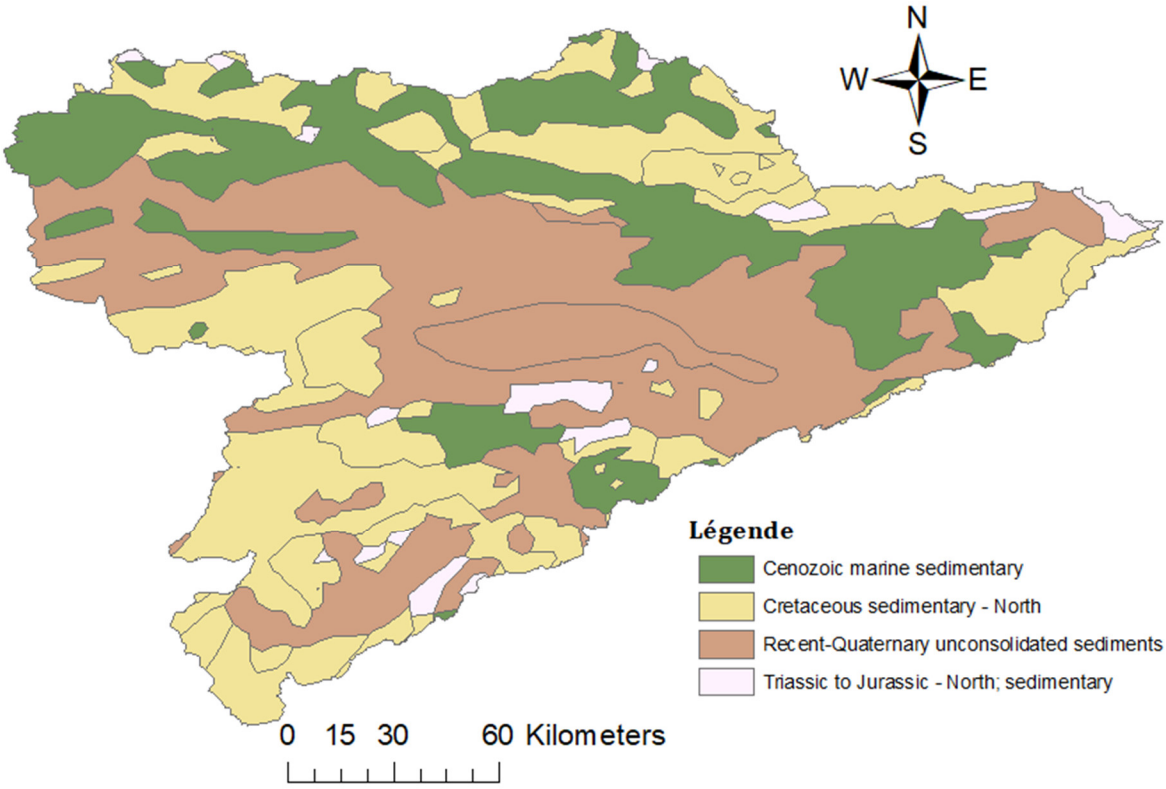


Figure II.7 Carte lithologique du Bassin Hodna (Database: UNEP 2010)

Les principales nappes aquifères du bassin du Hodna correspond au :

- Nappe phréatique qui se trouve à une profondeur supérieure à 40 mètres dans la partie haute des plaines du Hodna ou son exploitation est la plus rentable (taux de salinité

de l'eau est moins de 2 g/l). Près de la Sebkha, elle est moins de 03 mètres de la surface, mais son utilisation est déconseillée pour l'irrigation (le taux de salinité est jusqu'à 250 g/l de résidu).

- La nappe captive : se situe à une profondeur entre 150 et 250 m. Elle est exploitée depuis 1859. Plus de 80 forages ont été réalisé dans le but d'obtenir de l'eau artésienne sans frais de pompage. Elle est peu chargée en sels, le résidu sec varie de 0.5 à 02 g/l (Mimoune, 1995).

II.1.4 La géologie

La géologie des terrains influe non seulement sur l'écoulement de l'eau souterraine, mais également sur le ruissellement des surfaces à travers l'étude de la perméabilité des formations lithologiques. Celle-ci intervient sur la vitesse de montée des crues, sur leur volume, ainsi que sur l'aggravation du phénomène d'inondation et par conséquent l'érosion et le transport des sédiments. Les caractères géologiques principaux à considérer sont la lithologie et la structure tectonique (Bebba 2018).

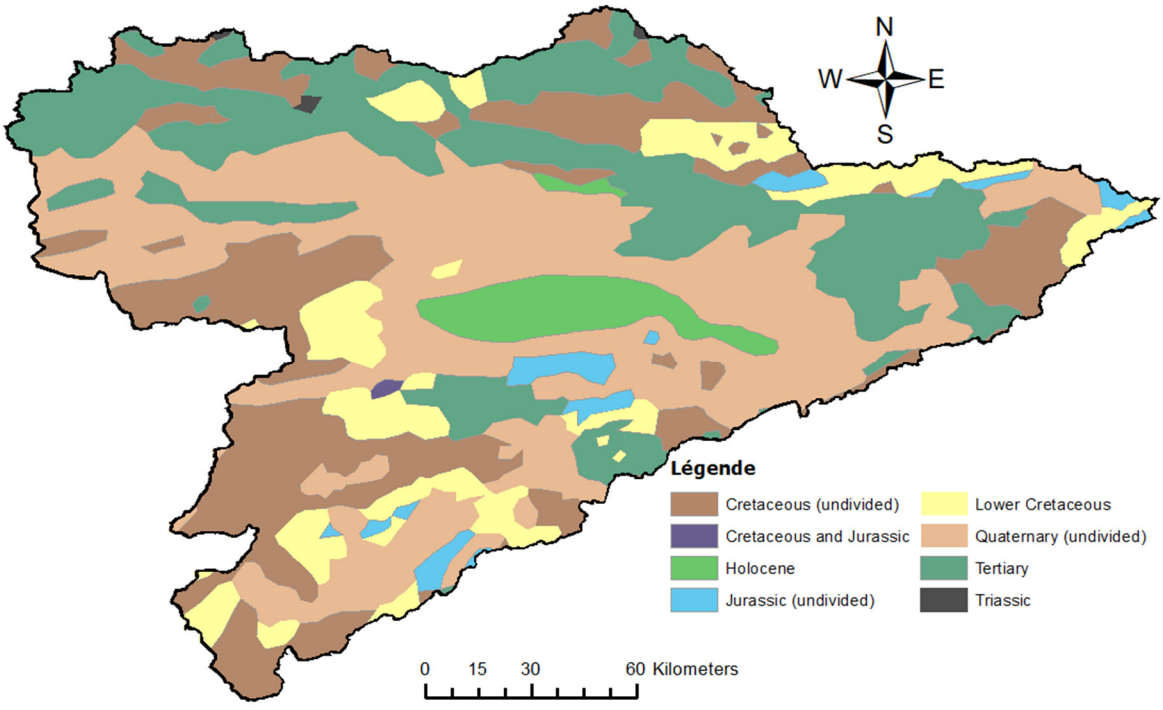


Figure II.8 Carte géologique du Bassin versant Hodna
(Database : USGS Geology of Africa)

II.1.4.1 Stratigraphie et aperçu lithologique global

Les terrains les plus anciens qui affleurent dans cette région sont attribués au crétacé le plus récent et au quaternaire le plus ancien.

Le Primaire

La région est dépourvue de formations géologiques paléozoïques. Toutefois, au Nord de celle-ci ont été observés des niveaux de formations allochtones qui comportent des copeaux provenant du socle primaire (roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques).

Le Secondaire

Trias s'agit d'une formation classique constituée essentiellement d'argile gypsifères grises à minces niveaux bariolés, à blocs de dolomies empruntées de l'infra Lias et du Crétacé inférieur. Les affleurements triasiques sont soit pseudo diapiriques (Bou Sâada), soit jalonnant les contacts anormaux (Ouled Tebbane, Boutaleb,…). On cite les types qui se trouvent au niveau du Hodna :

- Le Crétacé

Dans le grand bassin versant du Hodna, le Crétacé affleure largement dans la région et on note la présence d'un Crétacé inférieur et d'un Crétacé supérieur.

- Le Crétacé inferieur

Il est essentiellement carbonaté terrigène mais on note le développement de formations gréseuses avec d'importantes variations de faciès. Il n'affleure qu'aux noyaux et sur les flancs des anticlinaux au Nord et au Sud des Monts du Hodna. (Nemouchi, 2001)

- Le Crétacé supérieur

Les formations du Crétacé supérieur correspondent à un milieu néritique, tous les étages sont représentés et l'épaisseur des formations est importante, il est essentiellement marneux et calcaro-dolomique, ainsi que des dépôts détritiques grossiers (djebel Bellzma et djebel Metlili)

- Jurassique

Le Jurassique n'affleure à la faveur d'accidents majeurs que dans la partie centrale et orientale des monts du Hodna.

- Le Sinémurien se résume à des calcaires dolomitiques saccharoïdes apparaissant localement au Djebel Soubella à la faveur de nombreuses failles. Le Pliensbachien Il s'agit

d'une quinzaine de mètres de calcaires olithiques et calcaires gris, surmontés de 40 m de calcaires sublithographiques.

– Toarcien moyen Le Toarcien se limite à une mince série marneuse de couleur essentiellement grisâtre, par endroits rougeâtres. -Dogger – callovo - oxfordien s'agit de bancs de calcaires à silex et d'une alternance de marnes et de calcaires à silex. Cet ensemble est surmonté de 25 à 30 m de calcaires gris-bleutés, siliceux, terminés par des dalles de calcaires gris-bleutés et des calcaires à filaments. Oxfordien supérieur se résume à une quinzaine de mètres de calcaires marneux, plus ou moins violacés ou verdâtres.

Le Kimméridgien est caractérise par 300 à 350 m de marne gris-bleues à rares passées calcaires vers la base, ainsi que de calcaires compacts et des calcaires marneux alternant avec des marnes grises. Le Tithonique est formé de calcaires gris alternant avec des marnes grises sur une épaisseur d'environs 250 m. Les calcaires sublithographiques du Tithonique sont les derniers traversés par le forage.

Le Tertiaire

Le Tertiaire continental repose en discordance sur les formations crétacées, résultant du démantèlement du relief de l'Atlas saharien par le phénomène de l'érosion.

Ces formations continentales du Tertiaire, se rencontrent à l'Est et au Nord de Boussaâda, ainsi qu'à l'Ouest du Chott el Hodna. Cet ensemble renferme des conglomérats, des galets, des sables, des grès et des passées marneuses. Le Tertiaire marin n'est présent que dans la partie orientale de l'Atlas saharien, et comprend :

- ✓ **Le Paléocène:** Qui est formé de calcaires argileux, de lumachelles, de marnes à gypses et de souffre noir (une série de 40 à 60 m de marnes noire).
- ✓ **L'Eocène:** Qui est constitué de calcaire gris avec des intercalations de marnes grises, de calcaire à silex et de lumachelles.

  L'éocène inférieur, d'une épaisseur varie entre 150 à 200m, il est représenté par des marno- calcaire, marnes, calcaires blancs riches en silices et souvent fissurés, où il est représenté par quelques dizaines de mètres de marnes jaunes, verdâtre légèrement gypseuses et des calcaires argileux

  L'éocène moyen est surmonté par une assise rouge gréso-marneuse à la base conglomératique au sommet, dont l'épaisseur atteint au maximum 300m. (Belagoune, 2012)
- ✓ **Le Miocène:** Les formations marines du Miocène sont transgressives dans le Hodna. Plusieurs cycles de transgressions y sont dénombrés.

On distingue de bas en haut plusieurs faciès de miocène allochtone. En haut, les marnes rouges, des conglomérats avec la formation des grés fins beiges très clairs, à la base des bancs lenticulaires de gypses massif alternant par la formation des grés fins très clairs, beiges très massifs d'une épaisseur de 300m.

Grés grossier, roux à patine foncée, glauconieux à la basse

Grés fins, jaunes ou beiges alternant avec des marnes, 200 m d'épaisseur

Le Quaternaire

- ✓ **Le Quaternaire ancien:** Ce niveau comporte des conglomérats à gros blocs, des horizons à galets et feuillets d'encroûtement calcaires rouge orange, situé entre 20-40 mètres au dessus du niveau actuel des oueds.
- ✓ **Le Quaternaire moyen:** Il est représenté par de gros bancs de calcaires, de galets emballés dans une matrice de croûte calcaire gréseuse, des conglomérats et d'argiles à débris prismatique.
- ✓ **Le Quaternaire récent :** Au niveau du Chott el Hodna, il est constitué par des limons, de couleur grise, avec des cristaux de gypse. Par contre, dans les dunes on trouve des sables fins, des argiles et du gypse. Les galets sont localisés au pied des reliefs.

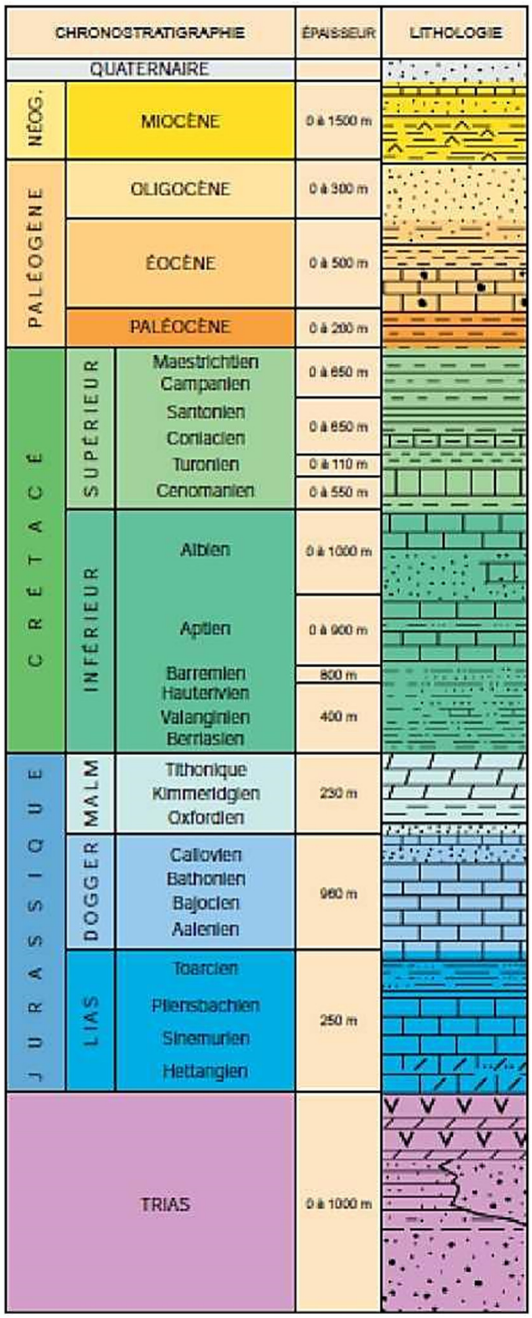


Figure II.9 Stratigraphie synthetique du Hodna (Tarmoul 2018)

Tectonique

La tectonique procède en premier lieu d'une analyse de la géométrie des couches, elle identifie les formes, les objets tectonique (les déformations cassantes (les failles), les déformations souples (les plis), détermine leur position dans l'espace puis par des mesures de leur orientation tente de restituer les contraintes responsables des déformations (Guillemot, 1986).

Du fait de sa situation entre l'Atlas Tellien et l'Atlas Saharien, le bassin du Hodna présente une grande complexité tectonique caractérisée par une grande variation de faciès (c'est

l'ensemble des caractères lithologiques et paléontologiques qui définit un dépôt et donne des indicateurs sur les conditions de formation et de dépôt des roches (Guillemot, 1986).

Les phases tectoniques affectant le bassin du Hodna sont : Emscherienne (sononier inférieur), Atlasique (éocène), Tellienne (miocène), Messénienne et Villafranchienne (Seddi, 2012).

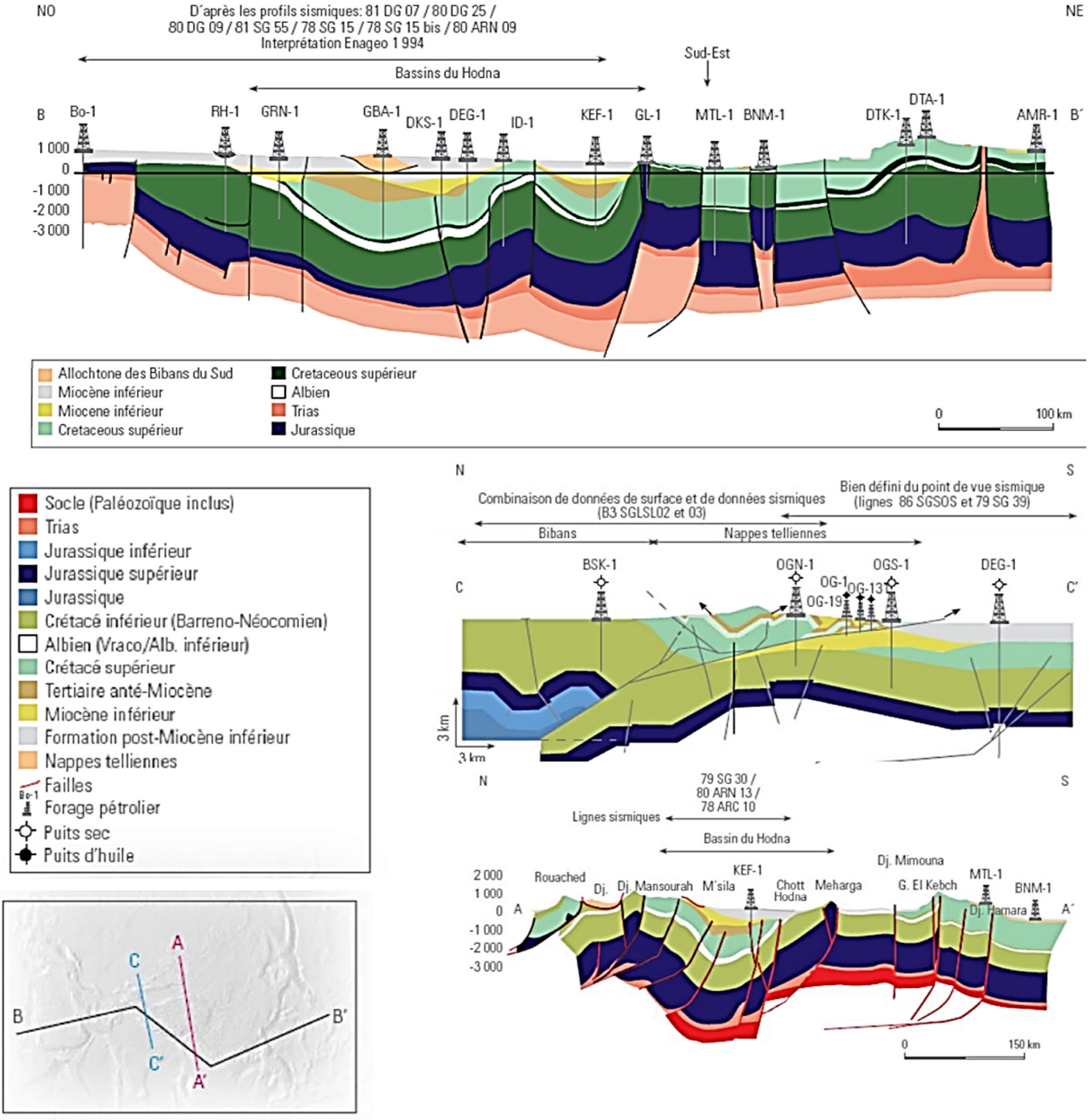


Figure II.10 : Coupes géologiques du bassin du Hodna (Source : ENAGEO, http://www.alnaft.gov.dz/IMG/pdf/4-Bassin_du_Hodna Engeo)

II.1.5 Les caractéristiques lithologiques et la perméabilité

II.1.5.1 Les caractéristiques lithologiques

Les caractéristiques hydrologiques des sous bassins sont dans une large mesure influencée par l'imperméabilité des roches et les sols qui en dérivent d'absorber l'eau et de la retenir de manière temporaire. D'une manière générale de l'étude géologique, nous ressortons les différentes formations lithologiques.

II.1.5.2 Perméabilité des sols des bassins versants

En général, dans les sous bassins de notre étude on constate trois types de roches ou trois grands ensembles.

- ✓ **Les formations imperméables :** Constituées par des marnes, marno-calcaires et sols argileux de telles assises rencontrent dans la formation marno-calcaire turonienne et la formation marneuse miocène, ainsi que sous forme de divers recouvrements quaternaire (sols forestiers). Sur les zones de cette nature, l'infiltration doit être inférieure à 10% des précipitations, s'élève à 23% et 12% pour les sols à texture moyenne et lourde or ces derniers, plus hétérogènes que les terrains considérés et plus perméables qu'eux.
- ✓ **Les formations à perméabilité moyenne :** Ces formations sont formées de calcaires du cénomanien supérieur et les formations dolomitiques, ainsi que les marnes du miocène. Il s'agit des calcaires bio détritiques et su lithographiques du crétacé, ou des calcaires d'algues du miocène, ou encore de la dolomie grenue, ces roches sont très compactes ; la formation dolomitique retenue cependant de rares poches de minéralisation ferrugineuse plus au moins caverneuse, seules susceptibles d'accroître localement sa perméabilité.
- ✓ **Les formations à forte perméabilité :** Les conglomérâtes et les brèches du miocène marin, dont les éléments généralement très grossiers sont soudés entre eux par un ciment calcaire bio détritiques fin, laissant subsister autour d'eux des rives importantes, ces formations occupent Ain Hadjel.

  Les grés calcareux très vacuolaires, qui correspondent aux marno-calcaires miocène et les divers recouvrements quaternaires, très peu consolidés formés de débris calcaires ou dolomitiques à taille variable, parfois arrondis, de limon sableux et caillouteux verts (Bendjamma, 2000).

II.2 Présentation du sous bassin K'sob

Selon le découpage de l'agence nationale des ressources hydrauliques ANRH, le bassin versant d'étude, Oued K'sob, est le sous bassin N°09 qui fait partie du grand bassin du Hodna (N°05) et se situe dans sa partie septentrionale. Le bassin de Oued K'sob est limité au Nord et au Nord-Ouest par la chaine montagneuse des Bibans, au Sud et au Sud-Ouest par les monts du Hodna et à l'Est par les hautes plaines de Sétif (Figure II.11).

Il se situe dans une zone entre les longitudes (4°30'-5°17' Est) et les latitudes (35°45'-36°9' Nord). Le bassin Oued K'sob est constitué de deux ensembles physiques distincts, il s'agit des bordures montagneuses, entre lesquelles s'étend une vaste plaine, appelée hautes plaines de Bordj-Bou-Arreridj. Les bordures sont formées au sud par les monts de Hodna d'orientation Est-Ouest dont les altitudes sont relativement élevées (Djebel Maadid 1819 m, Djebel el Mzaita 1545 m et Djebel Kender 1640 m) avec un point culminant de l'ordre 1875m à Djebel Chelendj ; cette bordure est découpée en deux compartiments par de l'oued Ksob et au nord par la chaine de Bibane (Djebel Moutène) d'orientation SW-NE. Les bordures montagneuses se caractérisent par une structure complexe et charriée ; très écaillée, formées dans des formations secondaires très variées ; comme les calcaires, les grés les schistes, les marnes, les marno-calcaires, les dolomies, et les formations triasiques.

L'étude ou l'analyse morphométrique du bassin versant sont présentés dans la partie suivante. La méthodologie de calcul inclut les caractéristiques importantes du bassin versant, la superficie, le périmètre, le coefficient de forme, l'ordre des cours d'eau, la densité du drainage, la pente moyenne du bassin versant, la pente du lit principal, etc.

Les différents paramètres sont mesurés à l'aide du logiciel ArcGis, utilisé dans les systèmes d'informations géographiques, et aussi à l'aide des modèles numériques de terrain MNT (avec une résolution de 30 mètres) établis par l'Institut d'études géologiques des États-Unis (USGS).

II.2.1 Caractéristiques morphométriques

L'étude morphométrique d'un bassin versant est la mesure et l'analyse mathématique qui portent les caractéristiques de la forme (surface, périmètre, longueur, allongement, ...) et du relief (altitude, pente et profils).

L'examen quantitatif des attributs morphométriques revêt une importance considérable pour évaluer et organiser le bassin en vue de la préservation des sols et des eaux. De nombreuses méthodes sont utilisées pour extraire les paramètres morphométriques (Gravellius, 1914 ;Horton, 1945 ;Strahler, 1957 ; Roche 1960 ;; Krishnamurthy et al, 1996). Au cours des dernières décennies, l'augmentation des capacités de calcul informatique a permis la

numérisation des images satellitaires. Depuis ce temps là, les études morphométriques sont de plus en plus faites par les méthode de télédétection et de Systèmes d'Informations Géographiques (Nag, 1998; Rai et al, 2017 ; Magesh et Chandrasekar, 2014 ; Singh & Kanhaiya, 2015 ; Prakash et al, 2016).

Les attributs géographiques et géomorphologiques d'un bassin versant sont utilisés dans les examens hydrologiques, y compris l'évaluation du potentiel des eaux souterraines (Sreedevi et al., 2005) et la hiérarchisation des bassins versants (Patel et al, 2013), mais aussi pour anticiper des futurs scénarios des réponses hydrologiques combinée avec les paramètres géographiques (Angillieri, 2008).

II.2.1.1 La forme du bassin versant

Le recours aux techniques de numérisation et à l'aide de l'application « ArcMap », la surface du bassin versant du Oued K'sob a été estimé à **A=1480 km²** et le périmètre à **P=185 km**.
La forme d'un bassin versant influe sur la réponse hydrologique, notamment sur la forme de l'hydrogramme produit à l'exutoire du bassin. Sur un bassin allongé, l'eau ruissellera sur des chemins plus longs et donc aura besoin de plus de temps pour arriver à la sortie du bassin que si le bassin versant à forme ramassée. Inversement, un bassin versant en forme compact a un temps de concentration plus rapide, ce qui entraîne un temps de concentration des eaux plus court et un débit de pointe plus élevé (Musy & Higy, 2004; Sassolas-Serrayet et al, 2018).
Divers indices morphologiques peuvent être utilisés pour caractériser les débits et comparer différents bassins versants. L'indice de forme de Gravelius (1914), KG, compare le périmètre d'un bassin versant au périmètre d'un cercle de même surface. Il est exprimé par l'équation suivante :

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi . A}} \cong 0.282 . \frac{P}{\sqrt{A}} \qquad (II.1)$$

Où K_G est l'indice de forme de Gravelius, A est la superficie du bassin versant [km²], et P est le périmètre du bassin versant [km].

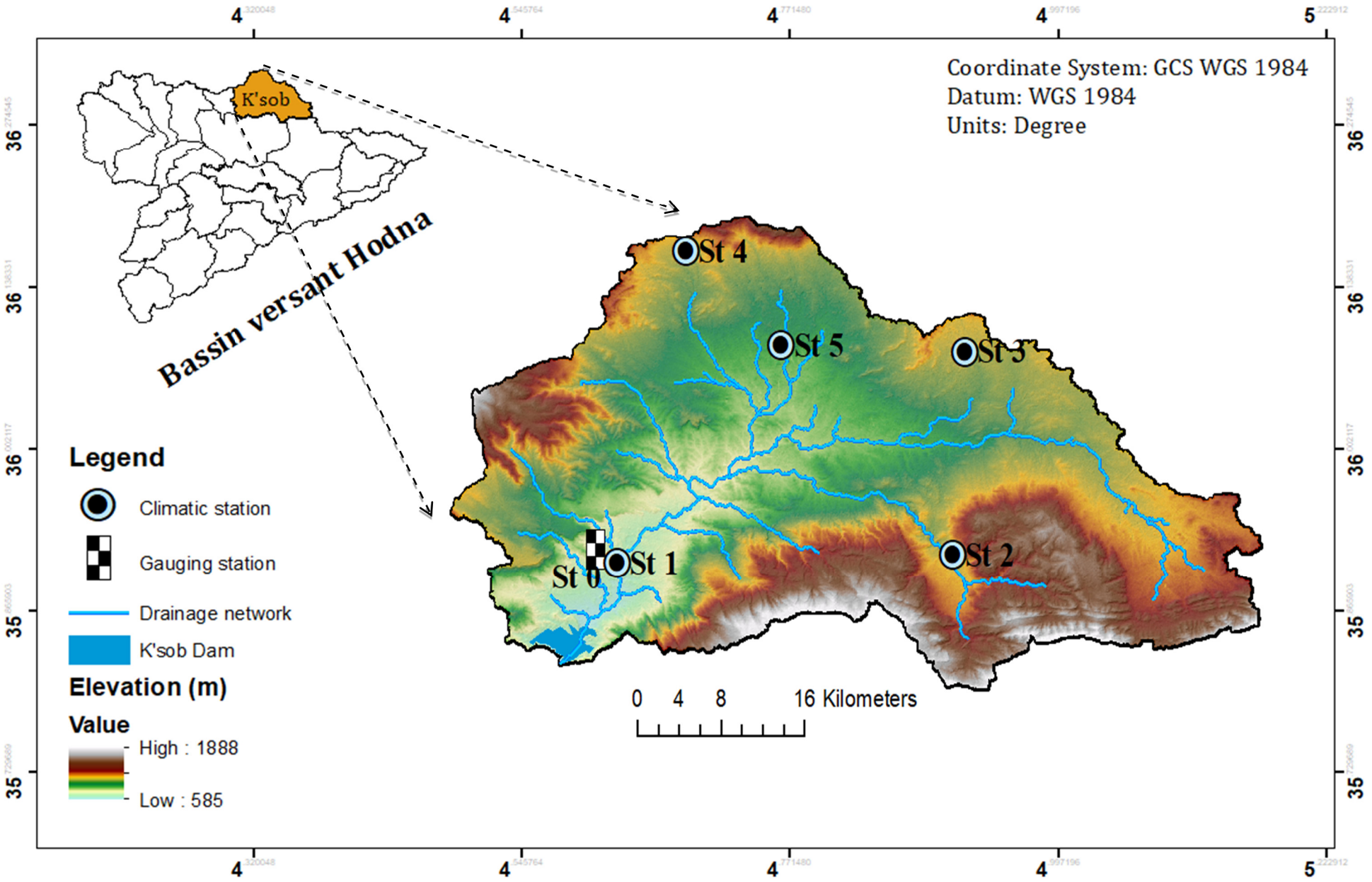


Figure II.11 Localisation du bassin versnt Oued K'sob

L'indice est proche de 1 pour un bassin versant de forme circulaire et supérieure à 1 pour un bassin versant de forme allongée (figure II.12)

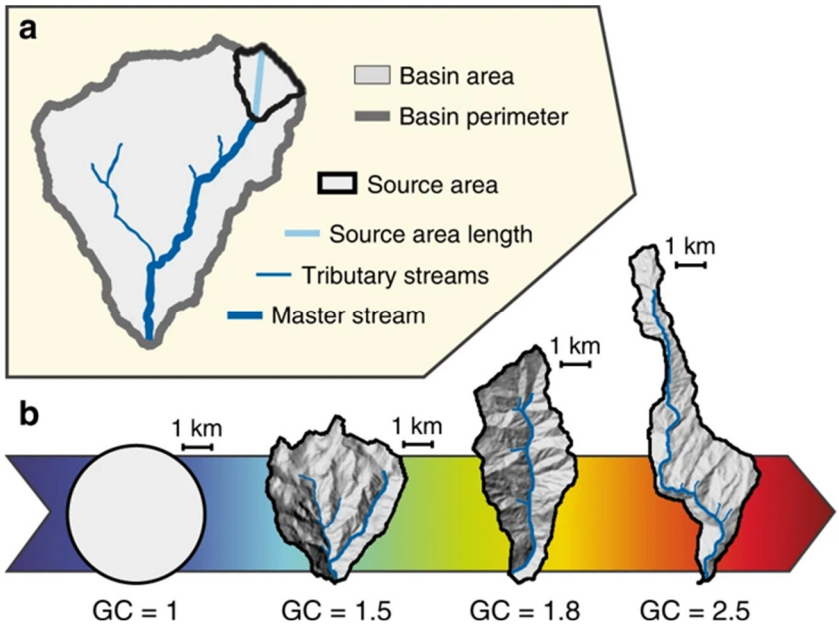


Figure II.12 Variation de l'indce de Gravelius en fonction de la forme du bassin (Sassolas-Serrayet et al, 2018)

Le coefficient de Gravelius estimé pour le bassin de l'Oued K'sob, indique une forme allongée avec un K_G=1.35.

II.2.1.2 Rectangle équivalent

Le concept de rectangle équivalent, ou rectangle de Gravelius, est utilisé pour calculer la pente dans un bassin versant. Cette méthode, introduite par Roche (1963), permet de comparer les pentes de différents bassins versants pour comprendre l'effet des caractéristiques de la pente sur l'écoulement.

Par une transformation géométrique, la forme réelle du bassin versant, est transformée en un rectangle ayant la même surface, le même périmètre et la même répartition hypsométrique. Les lignes de contour deviennent des lignes droites parallèles au côté cour du rectangle. De ce fait, la répartition des sols, le couvert végétal et la densité de drainage restent inchangés entre les lignes de contour.

Si L et l et représentent la longueur et la largeur respectives du rectangle équivalent, alors on peut écrire la surface et le périmètre du bassin par les équations suivantes :

$$P = 2.(L + l) \qquad (II.2)$$

La surface serait égale à :

$$P = L.l \qquad (II.3)$$

Une combinaison des Eq. (II.1-3) permet d'éliminer les variables P et l et donne un polynôme du second ordre dont les solutions représentent la longueur, L, et la largeur, l, du rectangle équivalent et qui auront pour expression :

$$L = \frac{1}{2}.K_G.\sqrt{\pi.A}.\left[1+\sqrt{1-\left[\frac{2}{\sqrt{\pi}.K_G}\right]^2}\right] avec K_G \geq \frac{2}{\sqrt{\pi}} \qquad (II.4)$$

$$l = \frac{1}{2}.K_G.\sqrt{\pi.A}.\left[1-\sqrt{1-\left[\frac{2}{\sqrt{\pi}.K_G}\right]^2}\right] avec K_G \geq \frac{2}{\sqrt{\pi}} \qquad (II.5)$$

Au bassin versant de l'Oued K'sob correspond un rectangle équivalent ayant une longueur trois fois et demi plus grande que la largeur (tableau I). Le rapport de proportionnalité entre la longueur et la largeur est aussi déterminé à partir du coefficient de Gravelius. Le rapport 3.5 correspond aux dixième et centième du coefficient de Gravélius (Tableau 1).

Tableau II.1 : Dimensions du rectangle équivalent du bassin Oued K'sob

Surfaces partielles (Xi)(km²)	Longueurs partielles L_i (km)	Largeur l (km)	Longueur L (km)
64.72	3.12	20.75	71.29
273.70	13.19		
506.50	24.41		
289.10	13.93		
141.60	6.82		
139.70	6.73		
47.78	2.30		
16.81	0.81		

II.2.1.3 Hypsométrie

Les caractéristiques du système altimétrique jouent un rôle important dans la description d'un bassin versant et la compréhension de son comportement hydrologique, car la principale force qui affecte l'écoulement de surface est la gravité. Et, de ce fait, plusieurs processus hydrologiques dépendent directement des caractéristiques altimétriques. De même, les conditions climatiques locales sont influencées par la variabilité altimétrique et de l'écoulement résultant d'un événement pluvieux (Musy & Higy, 2004).

Tableau II.2 : Répartition des surfaces partielles par rapport aux altitudes

Altitudes (m)	Bornes supérieures (m)	Surface partielle		Surface cumulée	
		en km²	en %	en km²	en %
1800 - 1888	1888	1.32	0.09%	1.32	0.09%
1650 - 1800	1800	15.49	1.05%	16.81	1.14%
1500 - 1650	1650	47.78	3.23%	64.59	4.36%
1350 - 1500	1500	139.70	9.44%	204.29	13.80%
1200 - 1350	1350	141.60	9.57%	345.89	23.37%
1050 - 1200	1200	289.10	19.54%	634.99	42.91%
900 - 1050	1050	506.50	34.23%	1,141.49	77.13%
750 - 900	900	273.70	18.49%	1,415.19	95.63%
600 - 750	750	64.62	4.37%	1,479.81	99.99%
585-600	600	0.10	0.01%	1,479.91	100.00%

La courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued K'sob présente une forme concave indiquant un état de maturité du bassin versant (Figure II.13).

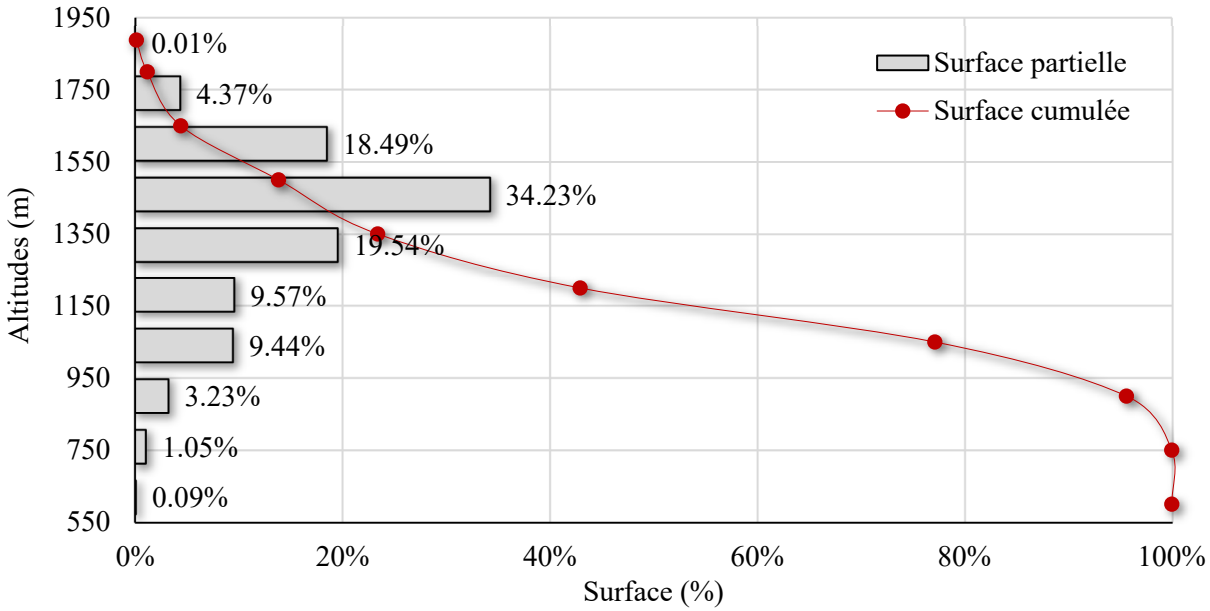


Figure II.13 Courbe hypsométrique du bassin versant de l'Oued K'sob

L'élévation maximale d'un bassin versant représente la plus haute altitude au-dessus du niveau de la mer. Tandis que l'altitude minimale considère le point le plus bas, généralement l'exutoire. Ces deux paramètres deviennent particulièrement importants lors de l'élaboration d'équations impliquant des variables climatiques telles que la température, les précipitations

et la couverture neigeuse. Ils sont également utilisés pour déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et le calcul de sa pente.

L'altitude minimale et maximale du bassin Oued K'sob correspondent aux altitudes respectives de : 585 et 1888 m (Figure II.11).

II.2.1.4 L'altitude moyenne

L'altitude moyenne d'un bassin versant peut-être déduite directement de la courbe hypsographique ou de la lecture de la carte topographique. L'altitude moyenne d'un bassin versant est souvent utilisée dans l'évaluation de certains paramètres hydro-météorologiques et peut être calculée à l'aide de la relation suivante :

$$H_{moy} = \frac{\sum S_i h_i}{A} \qquad (II.6)$$

Où

H_{moy} : Altitude moyenne du bassin [m] ;

S_i : Superficie de la zone comprise entre deux courbes de niveau [km2] ;

h_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m] ;

A : Superficie totale du bassin versant [km2].

Tableau II.3: Calcul de l'altitude moyenne

Altitudes (m)	h_i (m)	S_i (km²)	$(S_i h_i)$ /S
585-600	592.5	0.10	0.04
600 - 750	675	64.62	29.47
750 - 900	825	273.70	152.58
900 - 1050	975	506.50	333.69
1050 - 1200	1125	289.10	219.77
1200 - 1350	1275	141.60	121.99
1350 - 1500	1425	139.70	134.52
1500 - 1650	1575	47.78	50.85
1650 - 1800	1725	15.49	18.06
1800 - 1888	1844	1.32	1.64
Somme		1,479.91	**1,062.61**

H_{moy} = 1,063 m

II.2.1.5 L'altitude médiane

Ce paramètre correspond à l'altitude lue sur l'axe x de la courbe hypsométrique correspondant à 50% de la surface totale du bassin versant (Figure II.13). Sa valeur est presque égale à l'altitude moyenne lorsque la courbe hypsométrique du bassin versant a une

pente régulière : en d'autres termes, lorsque la densité de probabilité des pentes du bassin versant présente une distribution symétrique. L'altitude médiane dans le bassin versant de l'Oued K'sob est égale à : $H_{50\%}$= 1168.9 m

II.2.1.6 Dénivelée simple

Ce paramètre est défini comme étant la différence d'latitude $H_{5\%}$ et $H_{95\%}$.

$$D = H_{5\%} - H_{95\%} \qquad (II.7)$$

Les paramètres $H_{5\%}$ et $H_{95\%}$, peuvent être estimés par interpolation linéaire à partir du tableau altimétrique Tableau (II.2)

$$D = 1490 - 755.5 = 734.5 \text{ m}$$

II.2.2 Indices des pentes

II.2.2.1 La pente moyenne du bassin versant

La pente moyenne est paramètre important car il nous offre des informations sur la topographie du bassin versant. Il est considéré comme une variable indépendante et donne une bonne indication du temps de parcours du ruissellement direct et donc du temps de concentration t_c et a une influence directe sur le débit de pointe après une pluie.

Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer la pente moyenne des bassins versants, toutes basées sur la lecture d'une carte topographique exacte ou approximative. Dans les années 1960, Carlier et Leclerc (1964) ont proposé une méthode qui consistait à calculer la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces situées entre deux altitudes données. Une valeur approximative de la pente moyenne peut alors être estimée à l'aide de l'équation suivante :

$$i_m = \frac{D.L}{A} \qquad (II.8)$$

Où $i_m$est la pente moyenne [m/km] ou en [‰] ;

L est la longueur totale des courbes de niveau [km] (à ne pas confondre avec la longueur du rectangle équivalent) ;

D est l'équidistance entre les courbes de niveau [m] ;

et A est la surface du bassin versant [km2].

$$i_m = 163.1‰ = 16.31\%$$

II.2.2.2 L'indice de pente de Roche I_P

Les méthodes précédentes donnent de bons résultats dans le cas de reliefs modérés et lorsque les lignes de contour sont simples et régulièrement espacées. Cependant, lorsque les courbes de niveau se tordent et tournent, il est difficile de déterminer leur longueur totale L.

Afin de surmonter ce problème et les incertitudes qui résultent du lissage des courbes de niveau, Roche (1963) a proposé un indice de pente basé sur le rectangle équivalent et la courbe hypsométrique du bassin versant. L'idée est d'appliquer la méthode du rectangle équivalent à chaque ligne de contour dans le bassin versant, de sorte que chaque ligne de contour soit transformée géométriquement en lignes droites parallèles sur le rectangle équivalent. L'indice de pente i_p est exprimé en pourcentage sous la forme :

$$i_p = \sum_{i=1}^{n} \sqrt{\frac{\check{n}_i (a_i - a_{i-1})}{L}} \quad (II.9)$$

Où $\check{n}_i$ est la fraction de la surface totale A entre deux courbes de niveau consécutives de l'altitude a_i et a_{i-1}. L est la longueur du rectangle équivalent.

$i_p = 4.60\%$

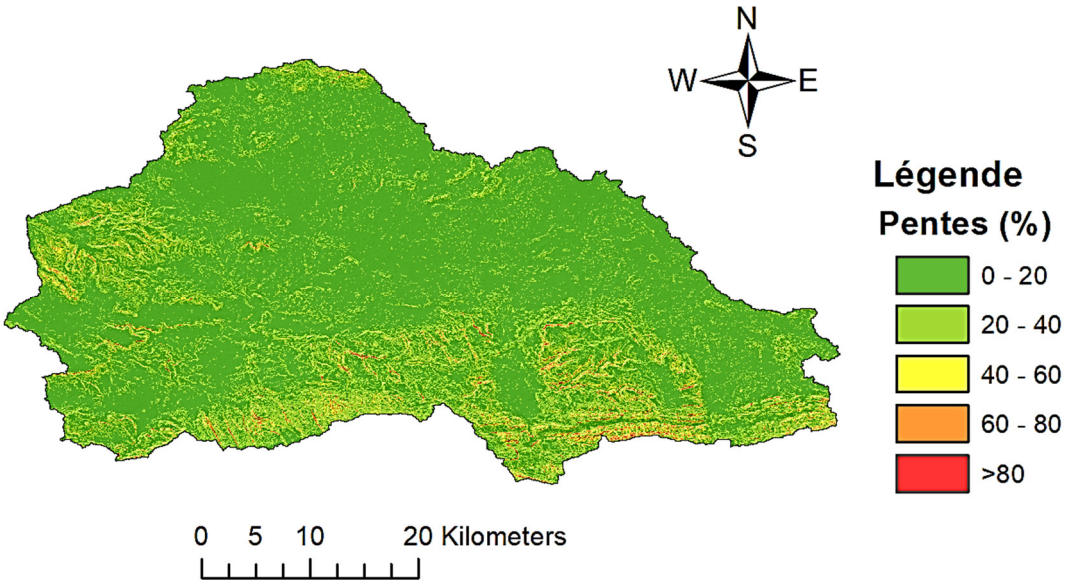


Figure II.14 Carte des pentes du bassin versant Oued K'sob

II.2.2.3 L'indice de pente globale Ig

Cet indice également basé sur l'équation décrit la distribution des altitudes du bassin versant (c'est-à-dire la courbe hypsométrique), est l'indice de pente global, qui est exprimé en m/km et défini comme :

$$i_g = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} (II.10)$$

Où $H_{5\%}$ et $H_{95\%}$ sont les fractiles de 5% et 95% de la courbe hypsométrique du bassin et L est la longueur du rectangle équivalent.

$$i_g = 1.03\%$$

II.2.2.4 Dénivelée spécifique Ds

L'indice i_g décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il était donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes. La dénivelée spécifique D_s ne présente pas cet inconvénient, elle dérive de la pente globale Ig en la corrigeant de l'effet de surface admis étant inversement proportionnel à $\sqrt{A}$

$D_s = i_g.\sqrt{A} (II.11)$

$D_s = 396.63m$

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ($D = H_{5\%} - H_{95\%}$) et de la forme du bassin (l/L). Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M., indépendante des surfaces des bassins. Le bassin versant Oued K'sob présente un relief fort (Tableau II.4).

Tableau II.4 Classification du relief (Laborde, 2009)

R1	Relief très faible	D_s < 10 m
R2	Relief faible	10 m < D_s < 25 m
R3	Relief assez faible	25 m < D_s < 50 m
R4	Relief modéré	50 m < D_s < 100 m
R5	Relief assez fort	100 m < D_s < 250 m
R6	Relief fort	250 m < D_s < 500 m
R7	Relief très fort	500 m < D_s

II.2.3 Caractéristiques du réseau hydrographique

L'analyse du réseau de drainage consiste à quantifier l'organisation topologique des cours d'eau qui sont contenus dans un bassin versant (Smart, 1978). La recherche géomorphologique classique, dont Horton a été le pionnier (Horton, 1945), a démontré l'association entre les mesures topologiques de la taille des cours d'eau ou de la position du réseau (par exemple, l'ordre des cours d'eau) et les processus qui se déroulent dans les paysages fluviaux. La topologie du réseau de drainage a été liée aux propriétés des eaux de ruissellement du bassin (Kirkby, 1976 ; Rodríguez-Iturbe et Valdes, 1979 ; Naden, 1992 ;

Rice et al, 2016) et aux caractéristiques des habitats des cours d'eau qui affectent l'abondance et la diversité des espèces aquatiques (Vannote et al, 1980 ; Stenger-Kovács et al, 2014). D'autre part, les systèmes d'information géographique (SIG) sont couramment utilisés pour effectuer des tâches d'analyse des réseaux de drainage. En effet, les méthodes automatisées d'analyse basées sur les SIG sont efficaces et reproductibles par rapport aux méthodes manuelles (Dawson et al, 2002). Les données numériques des cours d'eau utilisées dans les SIG sont généralement obtenues soit en numérisant les cours d'eau à partir de cartes existantes, de photographies aériennes et d'images satellites. Toutefois, ce sont les méthodes d'analyse du réseau de drainage basées sur les MNT qui sont le plus souvent mises en œuvre dans les logiciels SIG disponibles et sont donc plus largement utilisées dans la pratique.

II.2.3.1 Hiérarchisation du réseau

En hydrologie, la structure des réseaux hiérarchiques dans les systèmes physiques a longtemps été caractérisée en se basant sur nombreuses méthodes. La méthode la plus simple et la moins ambiguë pour effectuer une classification topologique d'un réseau de drainage a été proposée par Horton en 1945, et modifié par Strahler en 1957. Le système de Strahler « Stream Order », qui est toujours le plus utilisé, est basé sur les principes suivants :

- tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre 1 ;
- au confluent de deux cours d'eau de même ordre n, le cours d'eau résultant est d'ordre n+1
- un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre, ce qui se résume par: $n + n = n + 1$ et $n + m = max(n, m)$

Dans le cas de Oued K'sob, le réseau hydrographique du bassin est d'ordre 4 (Figure II)

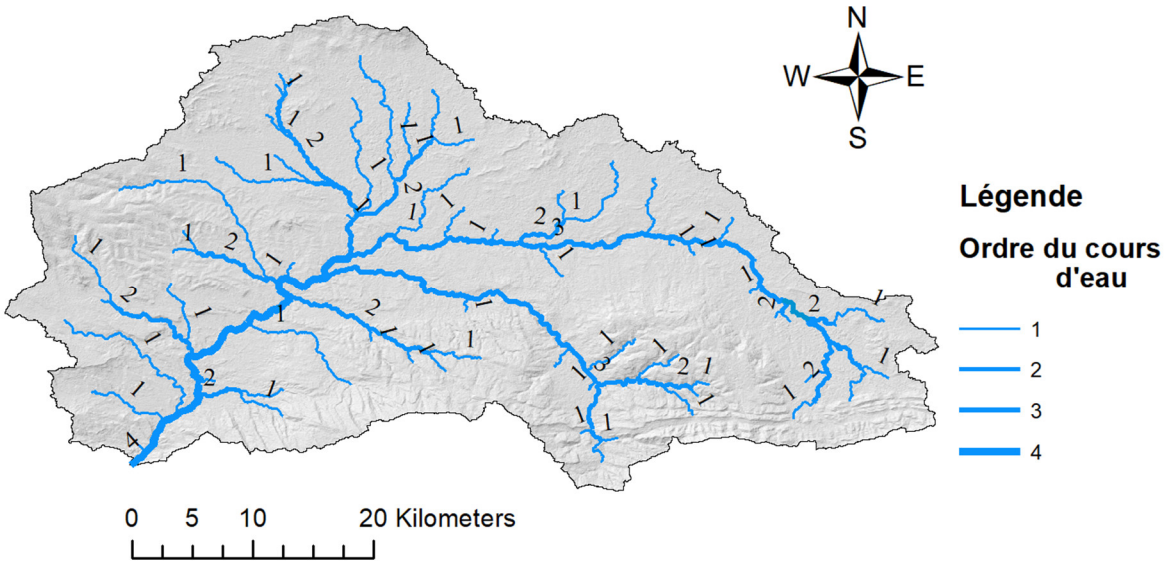


Figure II.15 Classification du réseau hydrographique d'Oued K'sob selon Strahler (1957)

II.2.3.2 Profil en long du cours d'eau principal

La pente hydrographique, ou profil en long du cours d'eau, peut-être déterminée sur la carte ou mesurée sur le terrain par un nivellement de précision. Cette pente exprimée généralement en m/km conditionne :

- La vitesse de l'eau dans le chenal ;
- La vitesse de l'onde de crue ;
- Le tirant d'eau de la rivière : pour un même débit et une même largeur une rivière plus pentue a une vitesse d'écoulement plus grande et donc, généralement, une profondeur plus faible.

La pente hydrographique varie plus ou moins irrégulièrement pour un même cours d'eau selon les structures géologiques traversées et diminue en général d'amont en aval (forme concave des profils en long). La figure suivante représente le profil en long du cours d'eau principal de l'Oued K'sob. Elle est créée en utilisant le logiciel Google Earth Pro.

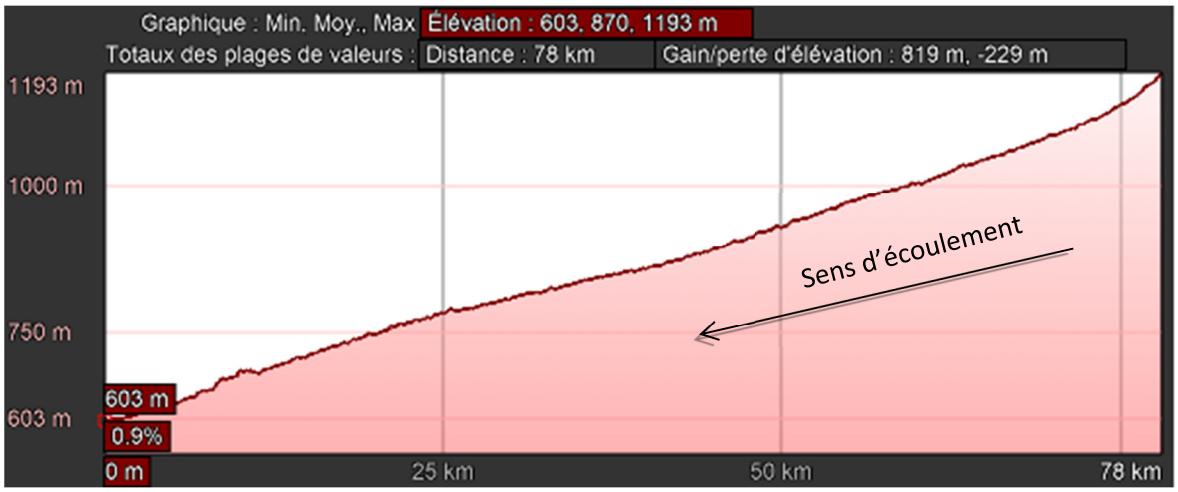


Figure II.16 Profil en long du cours d'eau principal de l'Oued K'sob (réalisé à l'aide du logiciel Google Earth Pro)

II.2.3.3 La longueur du cours d'eau principal

La longueur du cours d'eau principal (L) est la distance curviligne depuis l'exutoire jusqu'à la ligne de partage des eaux, en suivant toujours le segment d'ordre le plus élevé lorsqu'il y a un embranchement et par extension du dernier jusqu'à la limite topographique du bassin versant. Si les deux segments à l'embranchement sont de même ordre, on suit celui qui draine la plus grande surface.

Le calcul donne pour Oued K'sob une longueur L = 80.83 km

II.2.3.4 La densité de drainage

D'après Horton (1945), la densité de drainage est la longueur totale de tous les cours d'eau et rivières d'un versant divisée par la superficie totale du bassin de drainage. C'est une mesure de la qualité ou de la faiblesse du drainage d'un bassin versant par les canaux des cours d'eau. Ce paramètre s'exprime par la formule suivante :

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A} (II.12)$$

Avec :

D_d : Densité de drainage [km/km2] ;

L_i : Longueur des cours d'eau [km] ;

A : Surface du bassin versant [km2].

La densité de drainage dans le bassin versant de l'Oued K'sob est égale à 0.29 km/km2, ceci traduit que le bassin présente dans son ensemble une formation géologique perméable, dont l'écoulement est plutôt limité et centralisé ainsi que l'infiltration est augmentée.

Tableau II.5 Calcul de la densité Drainage

Ordre	Longueur d'ordre Ni	Densité de Drainage Dd
1	235.53	0.16
2	89.13	0.06
3	79.58	0.05
4	31.59	0.02
Total	435.82	0.29

II.2.3.5 La densité hydrographique

La densité hydrographique représente le nombre des cours d'eau par unité de surface :

$$F = \frac{\sum N_i}{A} (II.13)$$

Où :

F: Densité hydrographique [km2] ; N_i : Nombre des cours d'eau ; A : Superficie du bassin [km2].

Tableau II.6 Calcul de la densité hydrographique

Ordre	Nombre d'ordre Ni	Densité hydrographique F
1	115	0.08
2	36	0.02
3	45	0.03
4	12	0.01
Total	208	0.14

La densité hydrographique qui est égale à F=0.14, est une faible densité et donc le bassin d'étude présente une région à substratum perméable, à couvert végétal important et à relief peu accidenté.

II.2.3.6 Constante de stabilité du cours d'eau

Selon Schumm, la valeur inverse de la densité de drainage est une constante de stabilité du cours d'eau :

$$C_s = \frac{1}{D_d} (II.14)$$

$$C_s = 3.40 \text{ Km}^{-1}$$

II.2.3.7 Rapport de confluence

Sur la base de la classification des cours d'eau, (Horton 1932; Schumm 1956) ont établi cette loi :

$$R_c = \frac{N_i}{N_{i+1}} \qquad (II.15)$$

Avec :

R_c : Rapport de confluence des cours d'eau ;

N_i : Nombre des cours d'eau d'ordre suivant ;

N_{i+1} : Longueur des cours d'eau d'ordre suivant.

Tableau II.7 Calcul des rapports de confluence

Ordre	Nombre d'ordre N_i	R_c
1	115	3.19
2	36	0.88
3	41	10.25
4	4	-

Le rapport de confluence est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. Il varie suivant l'ordre considéré. C'est un élément important à considérer pour établir la différence d'une région à une autre. Selon (Strahler 01964), le R_c varie de 3 à 5 pour une région où la géologie n'a aucune influence.

II.2.3.8 Rapport des longueurs

Sur la base de la classification des cours d'eau, (Horton 1932; Schumm 1956) ont établi cette loi :

$$R_L = \frac{L_i}{L_{i+1}} \qquad (II.16)$$

R_L : Rapport des longueurs des cours d'eau ;

i : Ordre d'un cours d'eau u varie entre 1 et n ;

L_i : Longueur moyenne des cours d'eau d'ordre i ;

Tableau II.8 Calcul des rapports de la longueur

Ordre	Longueur Li (km)	R_L
1	235.93	2.64
2	89.13	
3	79.58	1.
4	31.59	2.

II.2.3.9 Le coefficient de Torrentialité

C'est le rapport entre la fréquence des cours d'eau d'ordre 1 avec la densité de drainage

$$C_t = D_d \times F \qquad (II.17)$$

C_t =0.29*0.14= 0.04 km/km^4

Cette faible valeur traduit que le bassin ne représente pas des caractéristiques morphométriques adaptées à l'écoulement, ainsi qu'il est constitué par des formations perméables dont le taux de l'infiltration est important.

II.2.3.10 Temps de concentration

Le temps de concentration est défini comme étant la durée que met une goutte d'eau tombée à un point élevé du bassin versant, pour atteindre l'exutoire, il est exprimé par la formule suivante de Giandott :

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}} (II.18)$$

A : Superficie du bassin [km²];

L : Longueur du thalweg principal [km];

H_{moy} : Altitude moyenne [m];

H_{min} : Altitude minimale [m];

La détermination du temps de concentration nous permettra de mieux connaître la réponse hydrologique du bassin ; le temps de concentration des eaux est non seulement fonction de la surface, mais aussi d'autres paramètres tels que la lithologie, la pluviométrie et le relief. D'après les résultats obtenus, le bassin versant de l'Oued El K'sob présente un temps de concentration de l'ordre 9.15 h.

II.2.3.11 Vitesse d'écoulement de l'eau

Elle est donnée par l'expression suivante

$$V_e = \frac{L}{t_c} \qquad (II.19)$$

V_e : Vitesse d'écoulement de l'eau [m /s];

L : longueur de talwegs principal [m] ;

t_c : temps de concentration en [s].

$$V_e = 2.45\, m/s$$

II.3. Barrage K'sob

Le barrage du K'sob du même nom que l'oued sur lequel il a été construit entre 1934 à 1939. Le barrage du type à voûtes multiples, de 46 m de haut se trouve à 15 Km au nord de la Wilaya M'sila (Figure II.17).

Figure II.17 Barrage K'sob (photo : Guesri 2016)

D'une capacité de 29.5 millions de mètres cubes d'eau destinés à l'irrigation de 13 000 ha, le barrage ne permet, aujourd'hui, que l'irrigation du tiers de cette superficie en raison d'un état d'envasement avancé. Quelques chiffres sur le barrage K'sob sont résumés dans le tableau suivant :

Tableau II.9 Le barrage en chiffre (Source : ANBT)

Paramètre	Chiffre
Année de construction	1934
Année de Mise en eau	1940
Année de surélévation	1972-1976
Capacité	29.5 hm^3
Capacité dernier levé	11,84hm^3
Apport moyen annuel	51,50 hm^3
Envasement annuel	0,70 hm^3/an
Surface du bassin versant	1 460 km^2
Hauteur	46,00 m
Longueur	280,00 m
Côte retenue Normale (R.N)	604,00 mNGA
Côte Plus Hautes Eaux (P.H.E)	605,50 mNGA
Déversoir à Seuil libre	850,0 m^3/s

L'analyse bi-date du barrage K'sob à partir de deux images Alsat-2A (Figure II.18), fait ressortir l'évolution du niveau d'eau de ce barrage, ayant atteint au courant du mois de février 2015, un fort taux de remplissage et ce, en comparaison avec le taux de remplissage au mois d'octobre 2013.

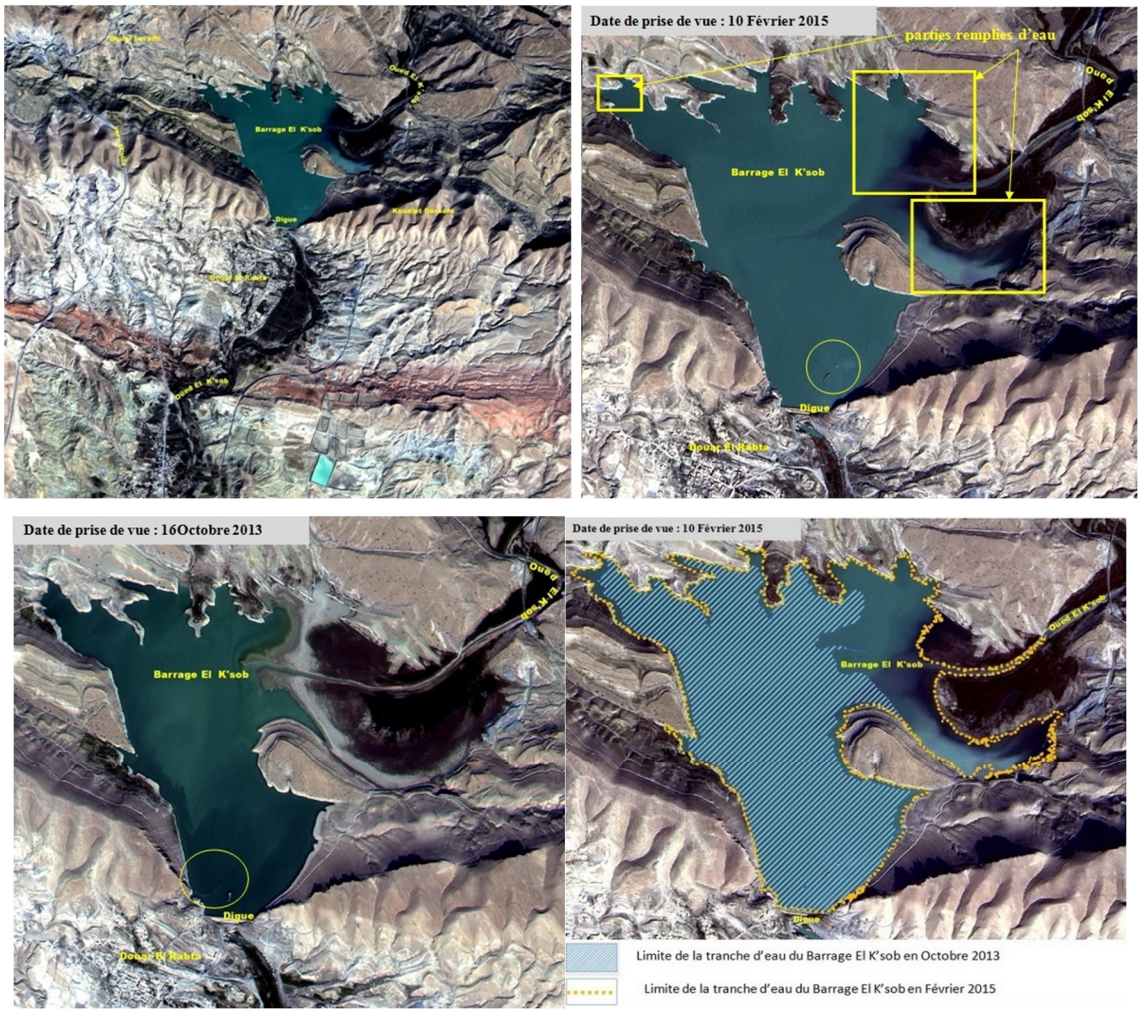


Figure II.18 **a)** Vue d'ensemble du barrage K'sob (M'sila) à partir d'image Alsat-2A, **b+c)**Extrait de l'image Alsat-2A du 10/02/2015, centrée sur le barrage K'sob les engins de dévasement sont identifiés en jaune **d)** caractérisation du changement du niveau d'eau entre 2013 et 2015

L'analyse comparative des deux prises de vue du satellite Alsat-2A, s'appuyant sur la bonne caractérisation spectrale des tranches d'eau, grâce à la bonne discrimination spectrale fournie par ses images multispectrales, a permis de délimiter les surfaces d'eau du barrage. L'accroissement de la surface d'eau ainsi identifiée, est lié directement à une augmentation du volume d'eau stocké dans le barrage. Actuellement, le barrage fait l'objet d'une nouvelle opération de dévasement ; après celle de 2001 ; qui concernera un volume plafond de l'ordre de 10 millions de mètres cubes. Enfin, il est à noter, que les engins destinés à cette opération de dévasement sont visibles sur les 02 prises de vue Alsat-2A.

Chapitre III

Variabilité Climatique

Chapitre III : Variabilité climatique

III.1 Introduction

La connaissance fine des conditions météorologiques est importante pour les études d'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau ou sur les phénomènes naturels comme l'érosion hydrique. Pour cette fin, il est nécessaire de quantifier et d'estimer tous les paramètres qui interviennent dans le processus hydrologique.

Les précipitations constituent le facteur essentiel intervenant par leur hauteur d'eau afin de déterminer l'abondance pluviale annuelle et saisonnière et, par leurs totaux journaliers, de distinguer les averses génératrices des crues et des sédiments.

Ce chapitre est consacré pour la caractérisation et l'identification du climat de la région d'étude Oued K'sob, et plus spécialement l'étude des précipitations et la température et leur irrégularité. L'analyse statistique des différents paramètres météorologiques (Pluie, Température, Evapotranspiration, Humidité et Vent) est effectuée selon la disponibilité des mesures climatiques.

III.2 Collecte des données

La consultation des archives de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) et l'Office National de la Météorologie (ONM) nous a permis d'acquérir les données recueillies à la station météorologique St5 de Bordj Bou Arreridj (BBA) (Fig. III-2). Cette dernière se trouve à la latitude de 36°04 N et la longitude de 04°46 E, et à une altitude de 922 m. Les périodes d'étude et résolutions de mesures de données sont décrites dans le tableau suivant :

Tableau III.1. Récapitulatif des données fournies par l'ONM et mesurées au niveau de la station météorologique BBA (St5)

Paramètre	Période	Résolution
Pluie	1990-2010	3h
	2007-2015	15min
Température moyenne	1990-2010	3h
Température minimale	1990-2010	3h
Température maximale	1990-2010	3h
Evaporation	1996-2005	24h
Humidité relative minmale	1996-2005	mois

Humidité relative moyenne	1996-2005	mois
Humidité relative maximale	1996-2005	mois
Vents	1980-2009	mois

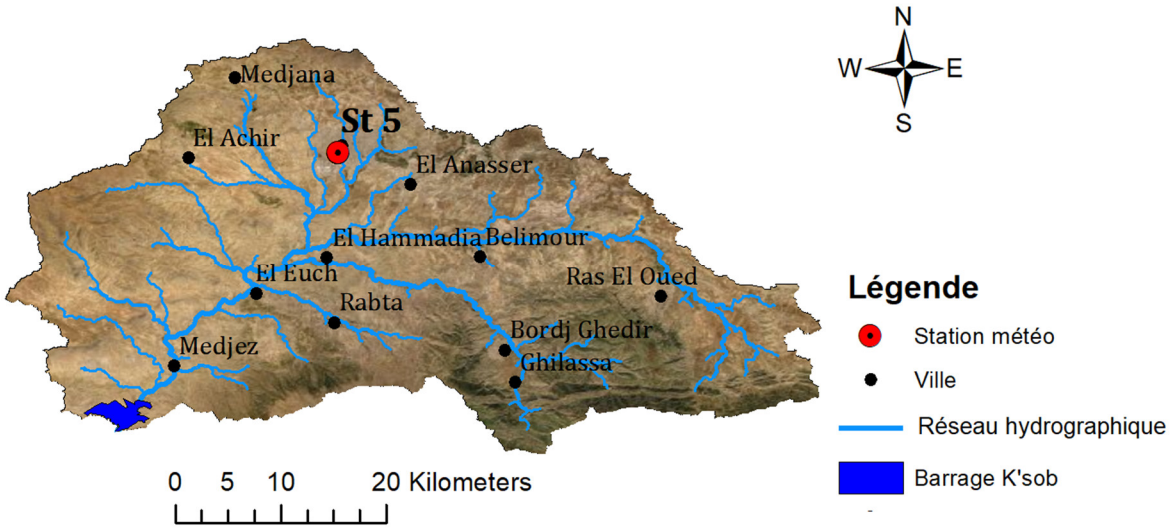


Figure III.1 Localisation de la station météo St5 de BBA

III.3 Températures

La température de l'air, couramment mesurée, est importante pour l'estimation du bilan hydrologique et de l'évapotranspiration. Elle est en interaction directe avec d'autres facteurs météorologiques (insolation, vitesse et turbulence du vent, précipitations) et biogéographiques comme l'évapotranspiration et le déficit d'écoulement.

La figure III.2 représente la variation des moyennes mensuelles des températures moyennes, minimales et maximales qui correspondent à une courte durée de 21 ans d'observation de Janvier 1990 à Décembre 2010.

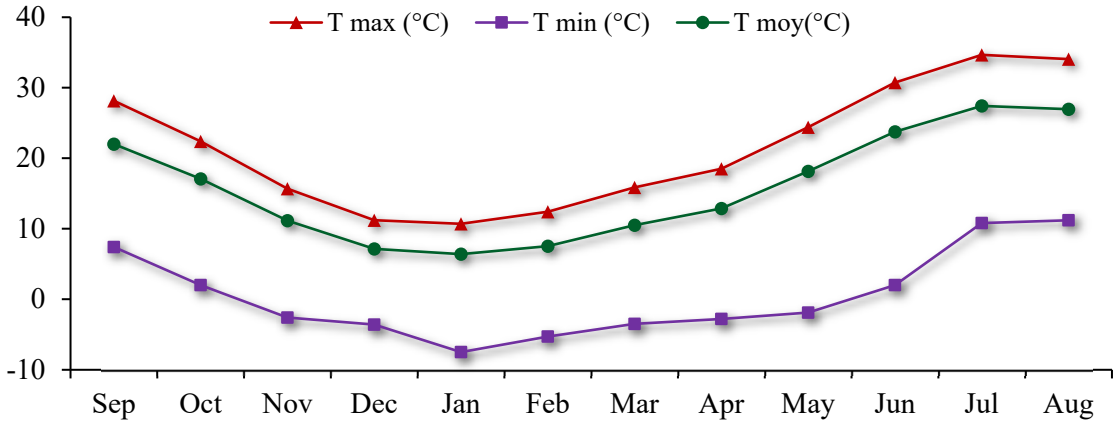


Figure III.2 Variations mensuelles des températures horaires à la station de Bordj Bou Arreridj (1990-2010)

À l'échelle horaire, le maximum des températures est atteint en Juillet avec une moyenne de 34.7 °C et le minimum se situe en Janvier à l'environ de -7.5 °C.

Il s'avère aussi qu'à partir de Février et jusqu'à Aout, les températures moyennes mensuelles tendent à s'accentuer en présentant des valeurs allant de 7.5 °C à 27.4 °C, par contre la saison comprise entre Septembre et Janvier représente des températures moyennes mensuelles qui varient entre 26.9 °C et 6.4 °C.

III.4 Evapotranspiration

L'évapotranspiration est le processus d'évaporation de l'eau des feuilles par la transpiration de la plante pendant la photosynthèse. Elle varie en fonction d'une multitude de facteurs comme le vent, la température, l'humidité et la disponibilité de l'eau.

L'évaporation et la transpiration se produisent simultanément et il n'y a pas de moyen facile de distinguer entre les deux processus. Outre la disponibilité de l'eau dans la couche arable, l'évaporation d'un sol cultivé est principalement déterminée par la fraction du rayonnement solaire qui atteint la surface du sol. Cette fraction diminue au cours de la période de croissance à mesure que la culture se développe et que le couvert végétal ombrage de plus en plus la surface du sol. Lorsque la culture est petite, l'eau est principalement perdue par l'évaporation du sol, mais une fois que la culture est bien développée et recouvre complètement le sol, la transpiration devient le principal processus. Dans ce qui suit, nous présentons les méthodes classiques permettant d'estimer l'évapotranspiration potentielle et réelle.

III.4.1 Méthode de Thornthwaite

Afin d'estimer l'évapotranspiration, Thornthwaite (1948) a proposé une formule basée essentiellement sur les températures de l'air :

$$ETP(mm) = 16\left(\frac{10\,T}{I}\right)^{a} K \qquad (III.1)$$

Où : ETP est l'évapotranspiration potentielle mensuelle en (mm) ;

T est la température moyenne mensuelle en degrés celsius en (°C) ;

I est un indice thermique annuel : somme des 12 indices mensuels calculés à partir des températures moyennes mensuelles selon la formule : $i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1.514}$ $(III.2)$

$$a = \frac{1.6}{100} I + 0.5 \qquad (III.3)$$

K est un facteur correctif fonction de la saison et de la latitude de la station.

Tableau III.2. Les valeurs mensuelles du coefficient correctif *K*

Mois	Jan	Fev	Ma	Av	Mai	Jui	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Déc
k	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84

Les valeurs de l'évapotranspiration correspondant aux températures moyennes mensuelles pour la station de BBA sont représentées dans la figure III.3.

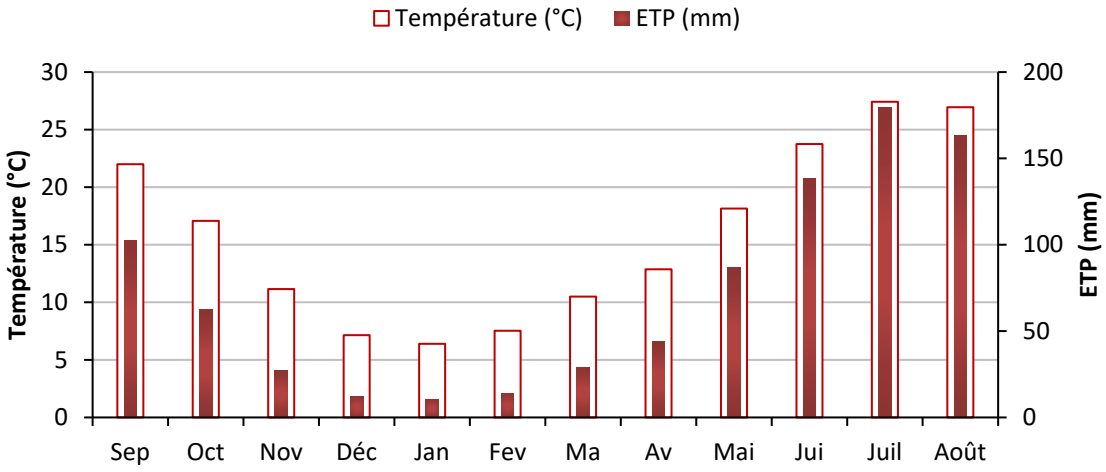


Figure III.3 Répartition mensuelle de l'évapotranspiration et de la température.

On observe que les valeurs d'évapotranspiration mensuelle sont en relation avec celles des températures mensuelles, c'est-à-dire quand les températures augmentent, l'ETP atteint ses valeurs maximales et contrario. Cette analyse montre l'existence de deux périodes :

- Une période sèche pendant laquelle les températures sont maximales, généralement entre Avril et Octobre.
- Une période où les températures sont inférieures à partir du mois de Novembre jusqu'à Mars.

De façon générale, les valeurs de l'évapotranspiration potentielle deviennent plus faibles pendant les mois pluvieux qui débutent à partir du mois de novembre jusqu'au mois d'Avril.

III.4.2 Méthode de Turc

Cette méthode nécessite la connaissance des températures de l'air et des précipitations moyennes mensuelles. L'évapotranspiration réelle se déduit à partir d'une relation applicable à toutes les régions, donnant de bons résultats sur 254 bassins dans le monde (Turc, 1961). Cette formule est la suivante :

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \qquad (III.4)$$

ETR : Évapotranspiration réelle annuelle (mm) ;

P : Précipitations moyennes annuelles (mm) ;

$$L = 300 + 25\,T + 0.05\,T^3 \qquad (III.5)$$

Avec :

T : Température moyenne annuelle (°C).

Tableau III.3. Calcul de l'ETR selon Turc

P(mm)	*T(°C)*	*L*	*ETR (mm)*
340	15.91	899,11	332.91

Donc, ETR =332.91 mm, ce qui représente presque 98 % des précipitations.

III.4.3 Méthode de Coutagne

La méthode de Coutagne (1935) qui sert à estimer le déficit d'écoulement, est basée sur les mêmes hypothèses que la méthode de Turc pour l'estimation de la valeur annuelle moyenne de l'évapotranspiration réelle (Sakkas, 1985 ; Mimikou et al, 2016). La formule empirique donnée par Coutagne est la suivante :

$$D = P - \lambda P^2 \qquad (III.6)$$

$$\text{Où : } \lambda = \frac{1}{0.8 + 0.14\,T} \qquad (III.7)$$

D : Déficit d'écoulement (m/an) ;

P : Hauteur moyenne annuelle des précipitations (m/an);

T : Température moyenne annuelle (°C);

La formule précédente (III.6) est applicable dans la condition suivante :

$$\frac{1}{8\lambda} \leq \mathrm{P} \leq \frac{1}{2\lambda} \qquad (III.8)$$

Tableau III.4. Calcul du déficit d'écoulement selon Coutagne

1/8λ (mm)	1/2λ (mm)	T(°C)	D(mm)	Ecoulement+ infiltration (mm)
378	1513.7	15.91	301.81	38.18 mm soit 11.23%

III.5 Evaporation

L'évaporation observée à l'aide d'un bac enterré type COLORADO à la station météorologique BBA pour une période de 21ans, en allant de 1990/1991 jusqu'à 2009/2010 a donné les moyennes mensuelles représentées dans la courbe suivante :

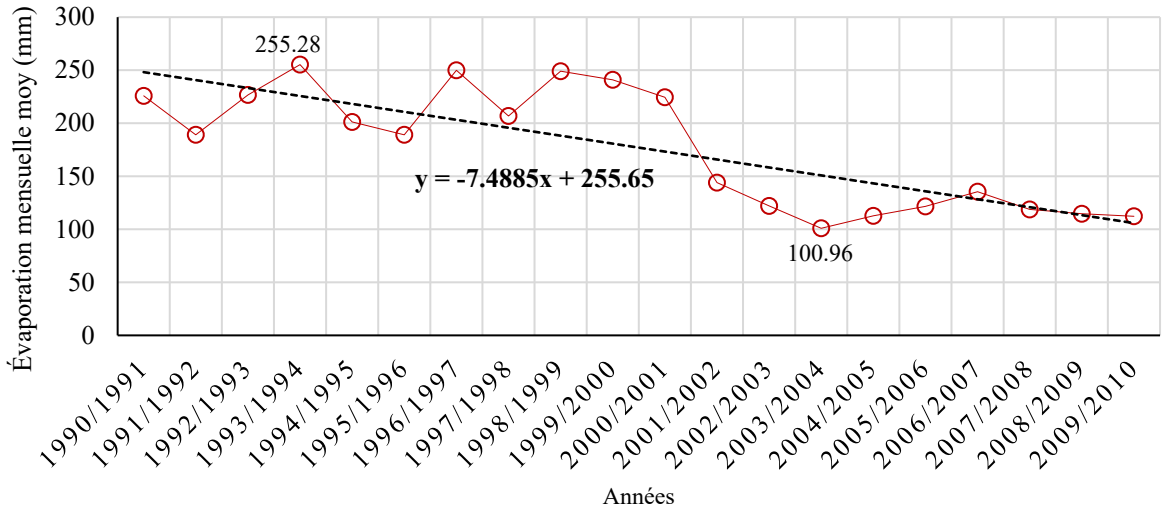


Figure III.4 Répartition mensuelle de l'évaporation de la station BBA (1990-2010)

On note une réduction moyenne de l'ordre de 7,5 mm par an, ce qui représente 3.95 % de la moyenne annuelle estimée à 177 mm. Une valeur minimale d'évaporation mensuelle de 100 mm est estimée en 2003/2004 et une autre maximale qui atteint 255 mm en 1993/1994.

III.6 Diagramme pluvio-thermique

Le diagramme pluvio-thermique de Bagnouls et Gaussen (1957) peut représenter une méthode utile pour mettre en évidence les limites climatiques qui peuvent fournir des informations sur le type de climat dans un site donné. A cet effet, cet outil a démontré un assez bon pouvoir prédictif. Également appelé "*diagramme ombrothermique* ", il fournit une vue d'ensemble des températures et des caractéristiques des précipitations pour une station donnée.

Ce diagramme représente sur un même système d'axes, la variation des températures et celle des précipitations moyennes mensuelles. On porte les valeurs des températures moyennes à l'échelle double des précipitations moyennes mensuelles sur l'axe des ordonnées, les différents mois de l'année figureront sur l'axe des abscisses (Figure III.5)

Le climat de la région se caractérise par deux périodes :

- Une Période sèche relativement courte qui dure du mois de Juin jusqu'au mois de Septembre.

- Une Période humide qui commence du mois d'Octobre jusqu'au mois de Mai.

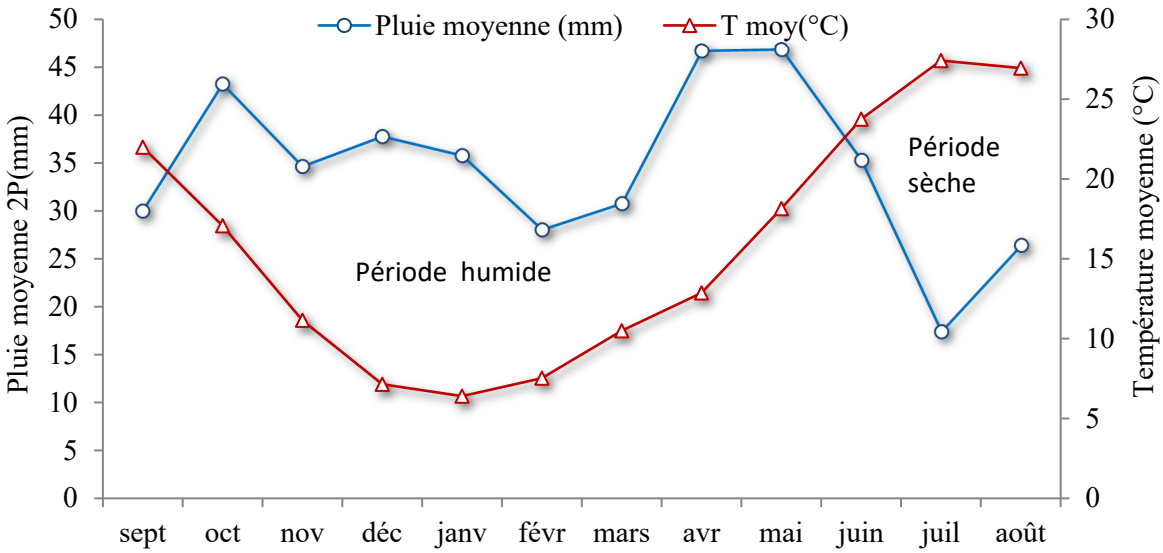


Figure III.5 Diagramme pluvio-thermique

Généralement, la période humide pour la station étudiée est marquée par des températures faibles par rapport à la température moyenne annuelle (15.91 °C) notamment pour le mois de Janvier (6.40 °C), et des hauteurs de précipitations maximales observées surtout entre les mois d'Avril et Mai.

Les périodes sèches sont caractérisées par la rareté des pluies surtout pour les mois de Juillet et Août, au cours desquels les températures atteignent leurs valeurs maximales (26-27 °C).

III.7 Humidité relative et Vent

L'air sous haute pression se déplace vers les zones de basse pression. Plus la différence de pression est importante, plus l'air circule rapidement. Le vent est décrit avec sa direction et sa vitesse. La direction du vent est exprimée comme la direction d'où souffle le vent. Par exemple, les vents d'est soufflent d'est en ouest, tandis que les vents d'ouest soufflent d'ouest en est. Les vents ont différents niveaux de vitesse, tels que "brise" et "coup de vent", selon la vitesse à laquelle ils soufflent. La vitesse du vent est mesurée avec un anémomètre.

Les tableaux suivants montrent les variations mensuelles de vent et humidité relative de la station de BBA pour nombreuses années.

Tableau III.5 Vents 1980-2009/ Source : ONM

	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juillet	Août
V_{moy} (m/s)	2,8	2,6	2,7	2,7	2,7	2,7	3,2	3,3	3,2	3,3	3,2	3
V_{moy} (km/h)	10,08	9,36	9,72	9,72	9,72	9,72	11,52	11,88	11,52	11,88	11,52	10,8

Tableau III.6 Humidité relative mensuelle pour la période : 1996-2005/ Source : ONM

	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juillet	Août
Humidité moy (%)	56	61	71	75	75	69	60	58	54	44	39	43
Humidité min (%)	30	36	49	54	54	44	35	34	30	22	19	22
Humidité max (%)	82	83	89	91	91	89	84	83	79	70	61	68

III.8 Etude de l'irrégularité des précipitations et des événements extrêmes (Courbes IDF)

Les valeurs extrêmes des variables hydro climatiques, présentent un intérêt tout particulier lorsqu'on parle en termes de risque. L'estimation de la récurrence de pluies extrêmes fournit des éléments indispensables pour la construction d'infrastructures telles les digues et les ouvrages d'assainissement, afin de protéger efficacement la population et leurs biens (Benkhaled, 2007).

Les statistiques associées aux précipitations extrêmes jouent un rôle majeur dans la conception des structures hydrauliques et les études hydrologiques. En particulier, l'estimation des courbes IDF (intensité-durée-fréquence) s'est principalement concentrée sur l'analyse des enregistrements historiques des précipitations et sur l'estimation de l'intensité d'un événement pluvieux extrême associé à une durée de pluie donnée et à une probabilité de dépassement (ou période de retour).

La construction des IDF suit généralement la nature de l'aménagement hydraulique à réaliser. Elles nécessitent la réalisation de lois de probabilité ajustées à des séries pluviométriques aux échelles temporelles similaires aux temps de concentration du bassin en amant de l'ouvrage projeté.

L'acquisition des précipitations avec une résolution fine, comme au pas horaire ou moins, constitue la première difficulté car la plupart des séries de mesure de la pluviométrie sont issues de pluviomètres traditionnels conçus pour un enregistrement au

quotidien. De part le monde, les appareils de mensure automatisés à haute précision sont rares. Cependant le bassin d'étude Oued K'sob a été équipé d'un tel appareil en 1990.

III.8.1 Notion d'averse et d'intensité

Une averse est un ensemble de pluies liées à une perturbation météorologique. La durée d'une averse varier de quelques minutes à plusieurs jours, Elle peut affecter quelques Kilomètres carrés (précipitations convectives) à quelques milliers de kilomètres carrés (Pluies cycloniques). Une averse peut être donc défini comme un épisode de pluie continue ayant une intensité variable (Musy et Higy, 2010). Une averse peut être caractérisée par plusieurs paramètres qui peuvent avoir, au sein de la même pluie, citons notamment :

- La hauteur totale de pluie,
- La durée,
- L'intensité moyenne,
- Les intensités maximales sur des intervalles de temps quelconques,
- La distribution d'intensité instantanée i(t).

L'intensité est définie comme le rapport entre la quantité totale de pluie (hauteur des précipitations) tombant pendant une durée donnée. Elle est exprimée en unités de hauteur par unité de temps, généralement en mm par heure (mm/h). Elle est exprimée par la relation suivante :

$$i = \frac{h}{t} \qquad (III.9)$$

Où :

i : intensité moyenne de la pluie [mm/h, mm/min] ou ramenée à la surface [l/s.ha],

h : hauteur de pluie de l'averse [mm],

t: durée de l'averse [h ou min].

En réalité, l'intensité d'une averse change durant l'épisode pluvieux et il n'est pas possible de simuler un événement de pluie comme étant complètement continu. Par conséquent, une averse est généralement saisie pour un modèle déterministe. Par exemple, un pluviomètre à auget basculant mesure la hauteur de pluie toutes les 10 ou 15 minutes. Une représentation graphique d'un tel événement est appelée "Hyétographe de pluie" comme illustrée dans la figure III.6.

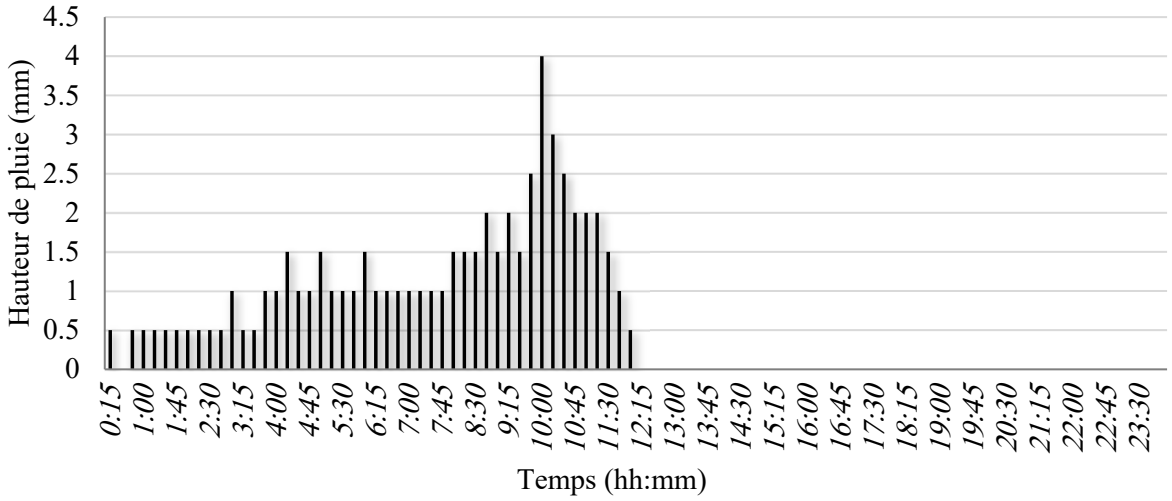


Figure III.6 Hyétogramme enregistré en 12/10/2014 à la station St5 BBA

III.8.2 Période de retour :

En hydrologie, une période de retour, également appelée intervalle de récurrence ou intervalle de répétition, est le temps moyen estimé entre deux événements hydrologiques tels que les pluies, les inondations ou le débit d'une rivière pour se produire (Handbook, 1996; Peres et Cancelliere, 2016).

La probabilité au non dépassement de la valeur, X_p, d'une variable hydrologique est donnée par :

$$F_x(X_x) = P(X \leq X_x) \quad (III.10)$$

La probabilité d'occurrence d'un tel événement est liée au temps de retour par l'équation suivante (Chow et al. 1988)

$$T = \frac{1}{Prob(X > X_T)} \qquad (III.11)$$

III.8.3 Courbes IDF et leurs utilisations :

Les courbes IDF (Intensité-Durée-Fréquence) décrivent la relation entre l'intensité des précipitations, la durée des précipitations, et la période de retour (ou son inverse, la probabilité de dépassement) (Figure III.7).

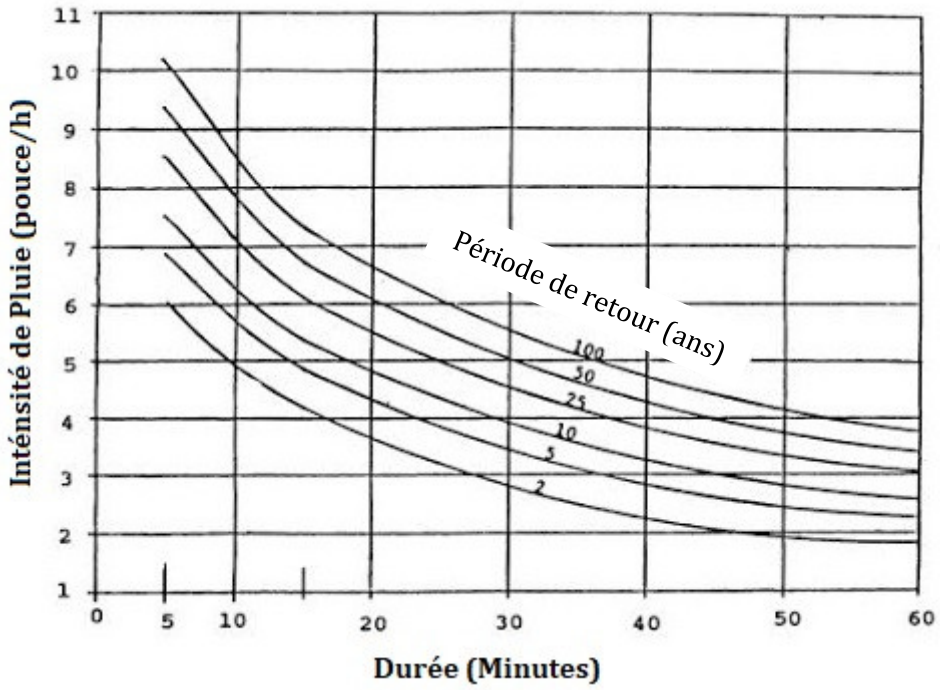


Figure III.7 Représentation schématique des courbes IDF (Pit et clark, 2002)

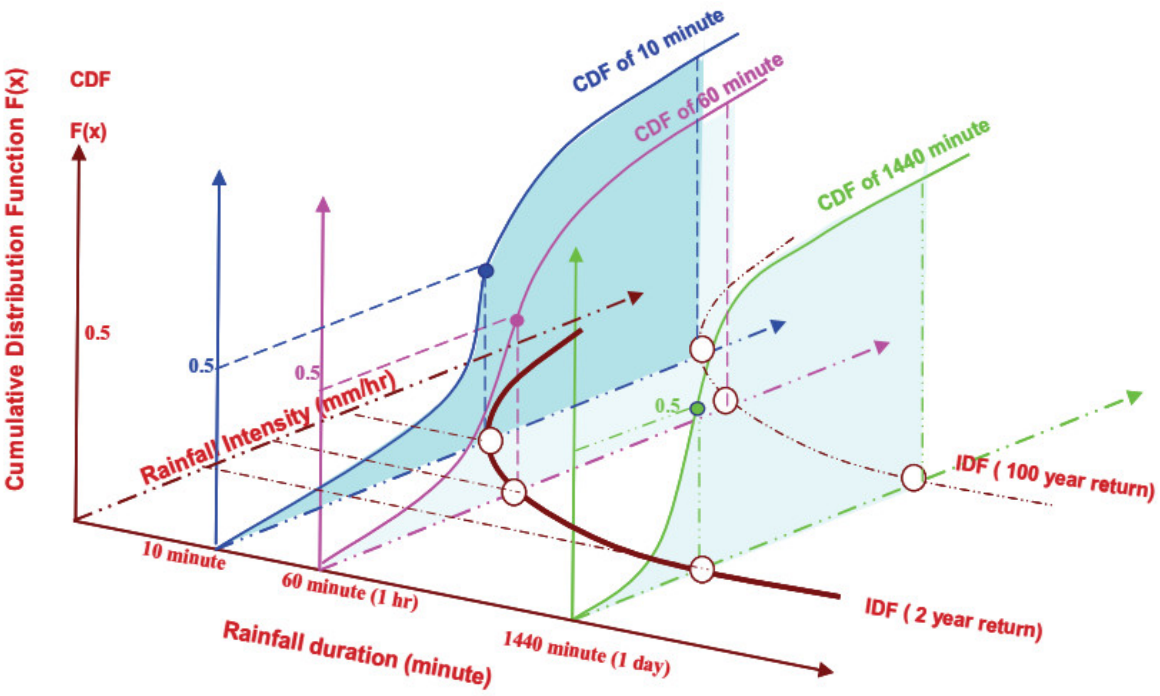
Les courbes IDF sont couramment utilisées dans la caractérisation du climat et aussi dans la conception de systèmes hydrologiques, hydrauliques et de ressources en eau. Les courbes IDF sont obtenues par l'analyse de la fréquence des observations des précipitations.

III.8.4 Construction des courbes IDF

La construction des courbes IDF (Intensité-Durée-Fréquence) de la station St5 BBA, entre 1990 et 2010 (la période disponible) comporte plusieurs étapes que nous décrivons ci-après:

- Extraction des intensités horaires maximales annuelles aux différents pas de temps (1h, 3h, 6h, 9h, …24h) ;
- Ajustement de chacune des séries obtenues à une loi de probabilité. ;
- Choix du meilleur ajustement à l'aide du test d'adéquation. Dans cette étude, l'adéquation est examinée par le test de Kolmogorov-Smirnov ;
- Pour chaque pas de temps, établir différentes périodes de retour.
- A chaque période de retour, T, on fait correspondre le pas de temps t et l'intensité de retour correspondante I_T ;
- Pour chaque période de retour, faire un ajustement par régression simple aux points obtenus (I_T, 1/t). Les paramètres d'ajustement donnent les coefficients de Montana.

Une représentation simple et pratique sera donnée suivant la figure ci-dessous.



-

Figure III.8 Schéma de Dérivation des courbes IDF (Sun et al, 2019)

III.8.4.1 L'ajustement des pluies horaires maximales annuelles

L'analyse fréquentielle d'une longue série pluies maximales permet d'estimer le temps de retour d'une valeur particulière. Cette prédiction repose sur la définition et la mise en œuvre d'un modèle fréquentiel qui est une équation décrivant (modélisant) le comportement statistique d'un processus. Ces modèles décrivent la probabilité d'apparition d'un événement de valeur donnée. C'est du choix du modèle fréquentiel (et plus particulièrement de son type) que dépendra la validité des résultats de l'analyse fréquentielle (Musy et al, 2014).

Des modèles fréquentiels très souvent utilisés pour décrire le comportement statistique des valeurs extrêmes sont : la distribution statistique de Gumbel, Log-Gumbel et la loi Loi d'extremum généralisée (GEV).

L'outil utilisé pour l'ajustement des pluies horaires maximales annuelles est celui de l'Hydrolab2018. ce logiciel libre, a été développé par J.P. Laborde, professeur à l'université de Sofia Antipolis, Intégré sous Excel, évolué en plusieurs versions : 98.2, 2010 et 2018 (Laborde et Mouhous.,1998 ; Laborde, 2010). il permet une utilisation simple d'outils hydrologiques.

III.8.4.2 L'ajustement des pluies par la loi de Gumbel

Un modèle fréquentiel très souvent utilisé pour décrire le comportement statistique des valeurs extrêmes est la distribution statistique de Gumbel (loi double exponentielle ou loi de Gumbel). La fonction de répartition de la loi de Gumbel F(x) s'exprime de la manière suivante :

$$F(x) = e^{-e^{-(\frac{x-a}{b})}} \qquad (III.12)$$

Avec la variable réduite suivante :

$$u = \frac{x-a}{b} \qquad (III.13)$$

Où a et b sont les paramètres du modèle de Gumbel.

La distribution s'écrit alors de la manière suivante : $F(x) = e^{-e^{-u}}$ $(III.14)$

et $u = -\ln\big(-ln(F(x))\big)$ $(III.15)$.

L'avantage d'utiliser la variable réduite est que l'expression d'un quantile est alors linéaire : $x_q = a + bu_q$ $(III.16)$.

En conséquence, dès lors que les points de la série à ajuster peuvent être reportés dans un système d'axes x - u il est possible d'ajuster une droite qui passe le mieux par ces points et d'en déduire les deux paramètres a et b de la loi. Il existe différentes méthodes d'ajustement : méthode graphique (ajustement à l'œil ou à l'aide d'une régression statistique), méthode des moments...etc.

En pratique, il s'agit essentiellement d'estimer la probabilité de non dépassement $F(x_i)$ qu'il convient d'attribuer à chaque valeur xi. Il existe de nombreuses formules d'estimation de la fonction de répartition à l'aide de la fréquence empirique. Elles reposent toutes sur un tri de la série par valeurs croissantes permettant d'associer à chaque valeur son rang r.

Des simulations ont montré que pour la loi de Gumbel, il faut utiliser la fréquence empirique de Hazen :

$$\frac{r-0.5}{n} \qquad (III.17)$$

Où r est le rang dans la série de données classée par valeurs croissantes, n est la taille de l'échantillon, $x[r]$ la valeur de rang r.

Rappelons encore que le temps de retour T d'un événement est défini comme étant l'inverse de la fréquence d'apparition de l'événement. Soit :

$$T = \frac{1}{1 - F(x_i)} \qquad (III.18)$$

Aux différents pas de temps, les résultats d'ajustement de la série des intensités horaires maximales annuelles à la loi de Gumbel sont affichés dans la figure III. Rappelons que ces intensités sont mesurées entre 1990 et 2010 au niveau de la station météorologiques St5 de BBA

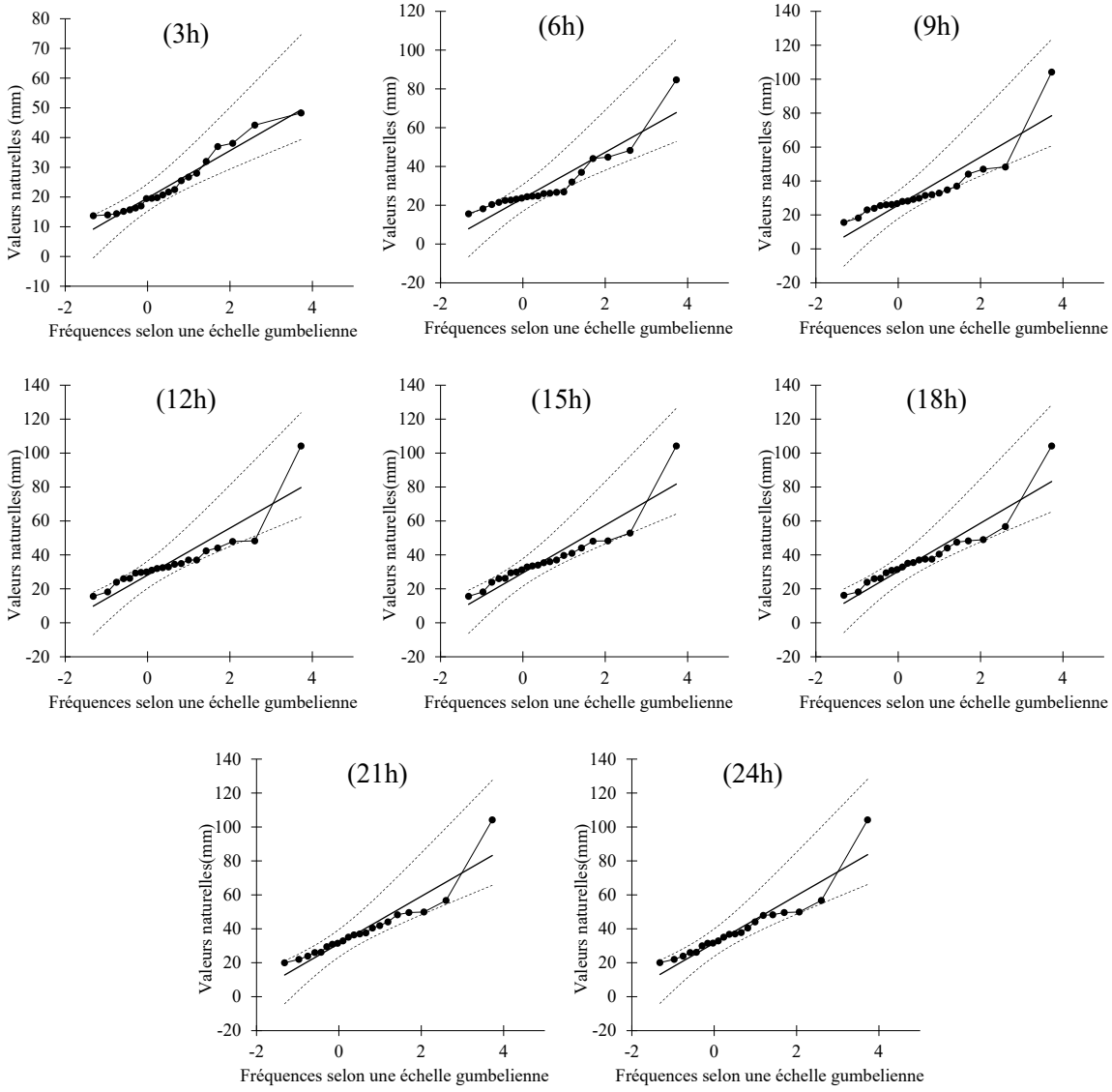


Figure III.9 Ajustements des pluies horaires maximales annuelles par la loi de Gumbel aux différents pas de temps

III.8.4.3 L'ajustement des pluies par la loi de Log-Gumbel

Si la variable aléatoire $Ln(x)$ suit une loi de Gumbel de paramètre a et b alors x suit un loi log-Gumbel ou de Fréchet. La loi log-Gumbel présente une dissymétrie encore plus marquée que la loi de Gumbel, elle s'adapte ainsi aux échantillons très dissymétriques.

La figure III.10 montre les graphes d'ajustement de la série des intensités horaires maximales annuelles à la loi de Log-Gumbel

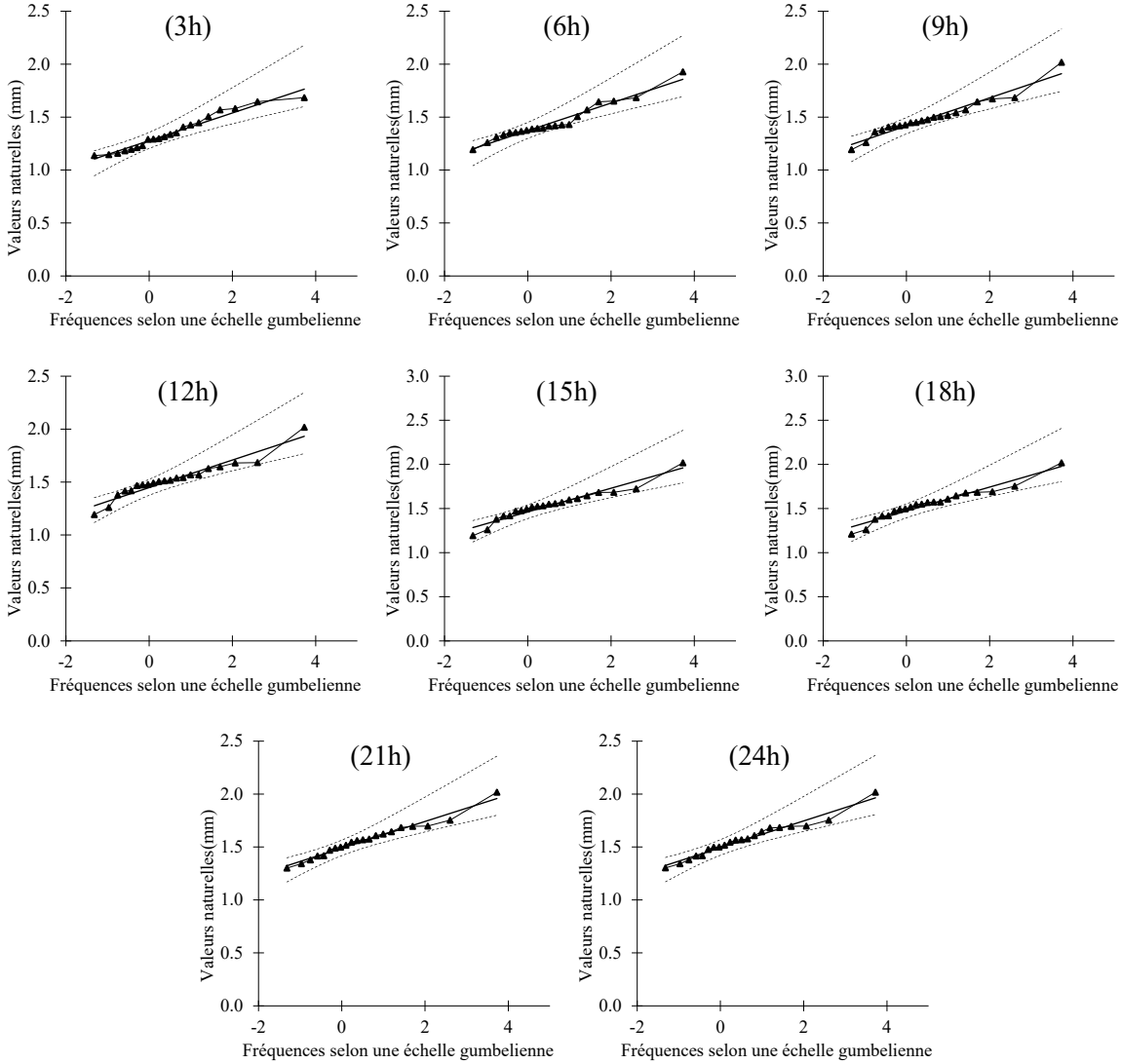


Figure III.10 Ajustement des pluies horaires maximales annuelles par la loi de Log-Gumbel aux différents pas de temps

III.8.4.4 L'ajustement des pluies par la loi GEV

Jenkison (1955) a montré que les lois de distribution des extrêmes pouvaient se mettre sous une forme unique :

$$F(x) = e^{-\left[1-\frac{k(x-x_0)}{s}\right]^{1/k}} \quad (III.19)$$

Trois paramètres interviennent : x_0 le paramètre de position, s le paramètre d'échelle et k le paramètre de forme. Sous cette formulation unique on retrouve en fait les trois types de distribution selon les valeurs prise par k :

Si k est positif, on retrouve une loi proposée par Weibull (GEV de type III) où x est défini sur l'intervalle $]-\infty, x_0'[$ Cette borne supérieure de l'intervalle de définition se déduit des paramètres s, k et x_0 par la relation : $x_0' = \frac{s}{k} + x_0$. En fait ce type de distribution se rencontre rarement en hydrologie et on la réserve à des études de valeurs extrêmes minimales (température, étiages…).

Si k est égal à zéro on constate que $\left[1 - \frac{k(x-x_0)}{s}\right]^{1/k} \rightarrow e^{-\frac{(x-x_0)}{s}}$. On retrouve donc la loi de Gumbel (GEV de type I) vue précédemment et x est défini sur l'intervalle $]-\infty, +\infty[$

Enfin, si k est négatif, on trouve une loi proposée par Frechet (GEV de type II) où x est défini sur l'intervalle $]x_0', +\infty[$ Cette borne inférieure de l'intervalle de définition se déduit des paramètres s, k et x_0 par la relation : $x_0' = \frac{s}{k} + x_0$ $(III.20)$

Ce type de loi se rencontre souvent en hydrologie (crues, précipitations extrêmes…), mais la difficulté va résider dans l'estimation du paramètre de forme qui est très soumise aux aléas de l'échantillonnage. Il parait très hasardeux de caler la valeur de k sur un seul échantillon. Il est plus raisonnable de choisir a priori la valeur de k d'après une étude régionale. Koutsoyiannis (2004) a étudié 169 séries longues de pluie extrêmes (Etats-Unis, Royaume-Uni, France, Italie, Grèce) et il propose de fixer k à -0.15. Pour les pluies extrêmes d'Algérie (508 séries de 43 années en moyenne), pour l'Algérie, Laborde (2017) a proposé de retenir k=-0.073.

La figure suivante représente les résultats d'ajustement de la série des intensités horaires maximales annuelles à loi des extrêmes généralisée GEV.

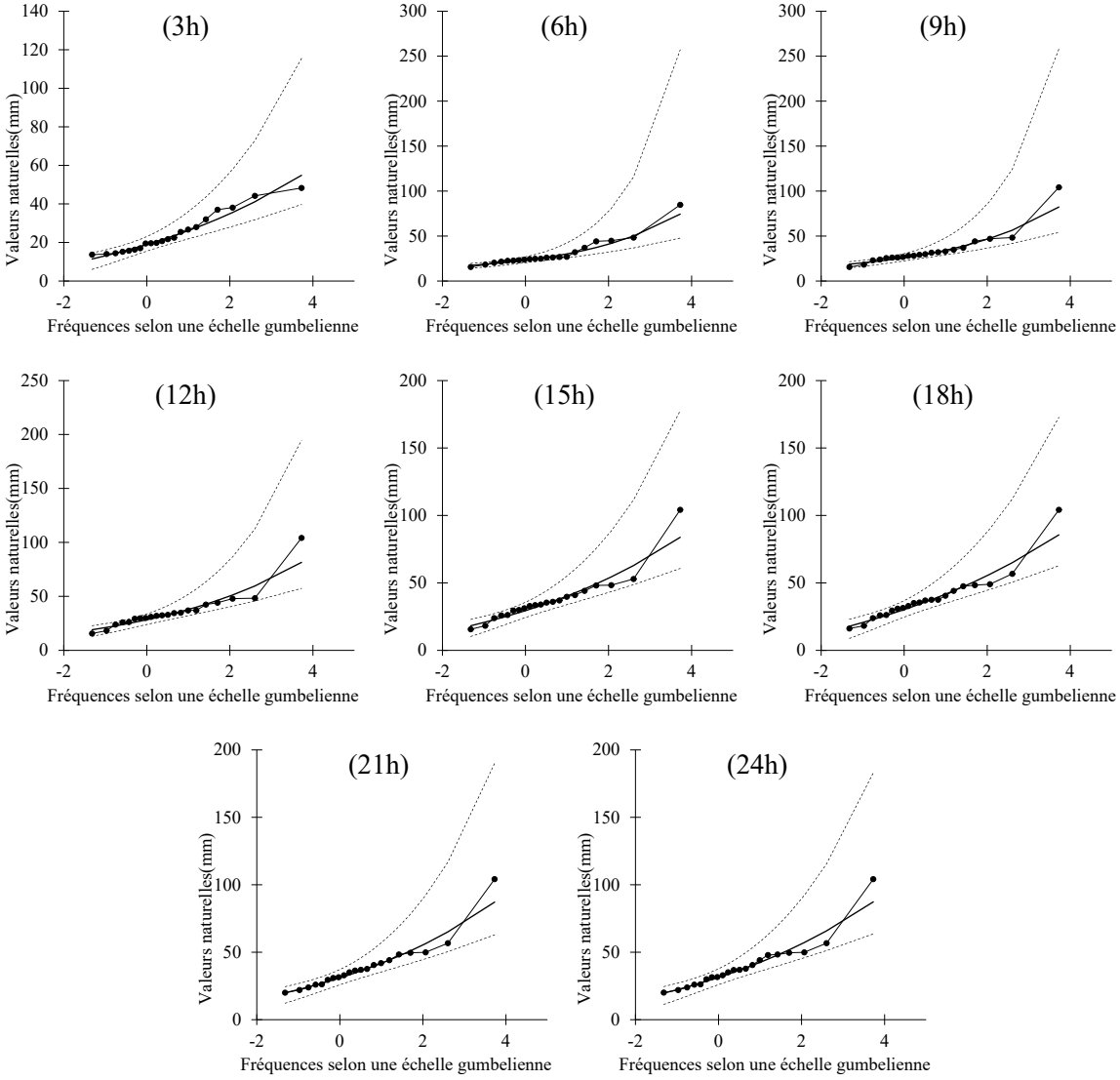


Figure III.11 Ajustement des pluies horaires maximales annuelles par la loi GEV aux différents pas de temps

III.8.4.5 Application du test d'adéquation Kolmogorov-Smirnov

Afin de déterminer la loi la mieux adaptée pour l'ajustement statistique des intensités maximales observées, nous allons baser sur le test de Kolmogorov-Smirnov (KS) (Kolmogorov, 1933 ; Smirnov, 1939). C'est parmi les méthodes non paramétriques les plus utiles et les plus générales pour comparer deux échantillons afin de déterminer s'ils suivent la même distribution.

Le test KS est un test sans distribution, qui est basé sur l'examen de la distance verticale maximale entre les fonctions de distribution empiriques de deux échantillons (Figure III.12).

Soit n_1 et n_2 les tailles des deux échantillons, $n_1 \geq n_2$.

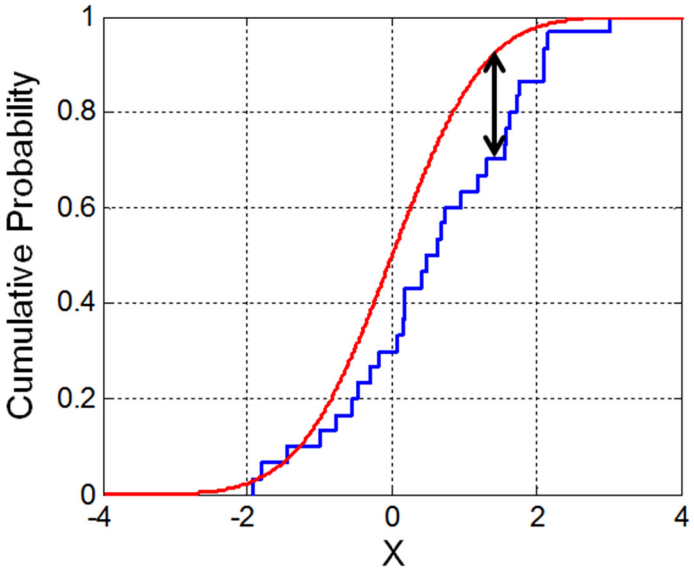


Figure III.12 Illustration de la statistique de Kolmogorov-Smirnov

La valeur de la statistique du test pour le test de Kolmogorov-Smirnov à deux faces et à deux échantillons est :

$$T = Max_x|F_1(x) - F_2(x)| \qquad (III.21)$$

L'idée est de calculer la distance maximale (en noir sur la figure III.12) entre les fonctions théoriques et empiriques. Si cette distance est inférieure de la valeur indiquée sur le tableau de Kolmogorov-Smirnov, on dira que l'échantillon peut suivre la fonction empirique, sinon on dira que la loi n'est pas adéquate.

Tableau III.7. Résultats du test de Kolmogorov-Smirnov

	Test de Kolmogorov-Smirnov Ecart max toléré= **0,2872** (N=21, IC=95%)		
	Ecrart d'érreur ΔF		
	Loi de Gumbel	**Loi de Log-Gumbel**	**Loi des GEV**
3h	0,0998	0,0705	**0,0659**
6h	0,2200	0,1639	**0,1168**
9h	0,1781	**0,1270**	0,1342
12h	**0,1468**	0,1600	0,1488
15h	0,1132	0,1289	**0,1079**
18h	0,1160	0,1090	**0,0824**
21h	0,1113	0,0741	**0,0624**
24h	0,1172	0,0737	**0,0692**

D'après les résultats indiqués sur le tableau, on déduit que l'échantillon suit les trois lois (Gumbel, Log-Gumbel et GEV). La différence ou bien l'erreur minimale est indiquée sur le tableau en gras. La loi GEV paraît à priori la mieux adaptée pour l'ajustement statistique des échantillons des fortes valeurs des intensités observées durant la période étudiée et pour les différentes durées d'observation.

III.8.4.6 Prévision des intensités pour différents temps de retour

L'estimation des lames précipitées de différents temps de retour T est basé sur loi GEV en procédant les étapes suivantes :

- Calcul de la fréquence de non-dépassement d'après la relation (III.11) :

$$F_x(P) = 1 - \frac{1}{T} \qquad (III.22)$$

- Calcul de la variable réduite de la loi GEV correspondante d'après la relation suivante :

$$u = -\ln(-\ln(F_x(P)) \qquad (III.23)$$

- Calcul du quantile correspondant d'après la relation citée précédemment (Voir l'équation III.20) :

$$x = x_0 + \frac{s}{k}(1 - (-\ln(F_x(P))^k) \qquad (III.24)$$

L'ensemble des résultats pour tous les intervalles de temps (t=3h à 24h) sont regroupés dans le tableau suivant :

Tableau III.8 Estimation des lames précipitées pour différents temps de retour

	T = 2 ans	**T =5 ans**	**T =10 ans**	**T =20 ans**	**T =50 ans**	**T =100 ans**
Durée de la pluie [h]	Pluie (mm)	Pluie (mm)	Pluie (mm)	Pluie (mm)	Pluie (mm)	Pluie (mm)
3	21,4	30,3	37,4	45,3	57,3	67,9
6	25,4	35,0	44,4	56,7	79,4	103,3
9	28,6	39,7	50,3	63,7	87,5	111,8
12	31,5	43,7	54,0	66,1	85,6	103,7
15	33,1	46,5	57,2	69,2	87,6	103,9
18	34,2	48,2	59,2	71,2	89,3	104,9
21	34,6	48,2	59,2	71,7	91,2	108,7
24	35,1	49,0	60,0	72,3	91,2	107,9

La détermination des intensités pluviométriques prévues se fait en calculant le rapport entre la quantité totale de pluie (hauteur des précipitations) tombant pendant une période

donnée et la durée de cette période (Tableau III.9). Elle est exprimée en unités de hauteur par unité de temps, généralement en mm par heure (mm/h). Elle est exprimée par la relation suivante :

$$i = \frac{h}{t} \qquad (III.25)$$

Où :

i : intensité moyenne de la pluie [mm/h] ou ramenée à la surface [l/s.ha],

h : hauteur de pluie de l'averse [mm],

t: durée de l'averse [h].

Tableau III.9. Estimation des intensités horaires pour différents temps de retour

	T = 2 ans	**T =5 ans**	**T =10 ans**	**T =20 ans**	**T =50 ans**	**T =100 ans**
Durée de la pluie [h]	Intensité moyenne (mm/h)	Intensité moyenne (mm/h)	Intensité moyenne (mm/h)	Intensité moyenne (mm/h)	Intensité moyenne (mm/h)	Intensité moyenne (mm/h)
3	7,1	10,1	12,5	15,1	19,1	22,6
6	4,2	5,8	7,4	9,5	13,2	17,2
9	3,2	4,4	5,6	7,1	9,7	12,4
12	2,6	3,6	4,5	5,5	7,1	8,6
15	2,2	3,1	3,8	4,6	5,8	6,9
18	1,9	2,7	3,3	4,0	5,0	5,8
21	1,6	2,3	2,8	3,4	4,3	5,2
24	1,5	2,0	2,5	3,0	3,8	4,5

III.8.4.7 Estimation des paramètres de la loi de Montana et représentation des courbes IDF:

De nombreuses formes d'équations sont utilisées pour décrire les relations entre l'intensité et la durée des précipitations. On cite ci-dessous la loi de Bernard (1932) ou également appelée la loi de Montana, l'équation la plus simplifiée à utiliser :

$$I = \frac{a}{t^b} \qquad (III.26)$$

Où I est l'intensité des précipitations (mm/h), t est la durée de la tempête (min), et a et b sont des paramètres liés aux conditions météorologiques.

L'estimation des paramètres a et b de Montana est encore simplifiée en prenant le logarithme de cette formule de manière à obtenir une relation linéaire :

$$\ln\big(I_T(t)\big) = \ln(a) - b.\ln(t) \qquad (III.27)$$

Pour chaque temps de retour *T*, la droite de régression passant par les couples $\ln(t)$, $\ln(I_T(t))$ permet d'estimer les paramètres de Montana (Figure III.13)

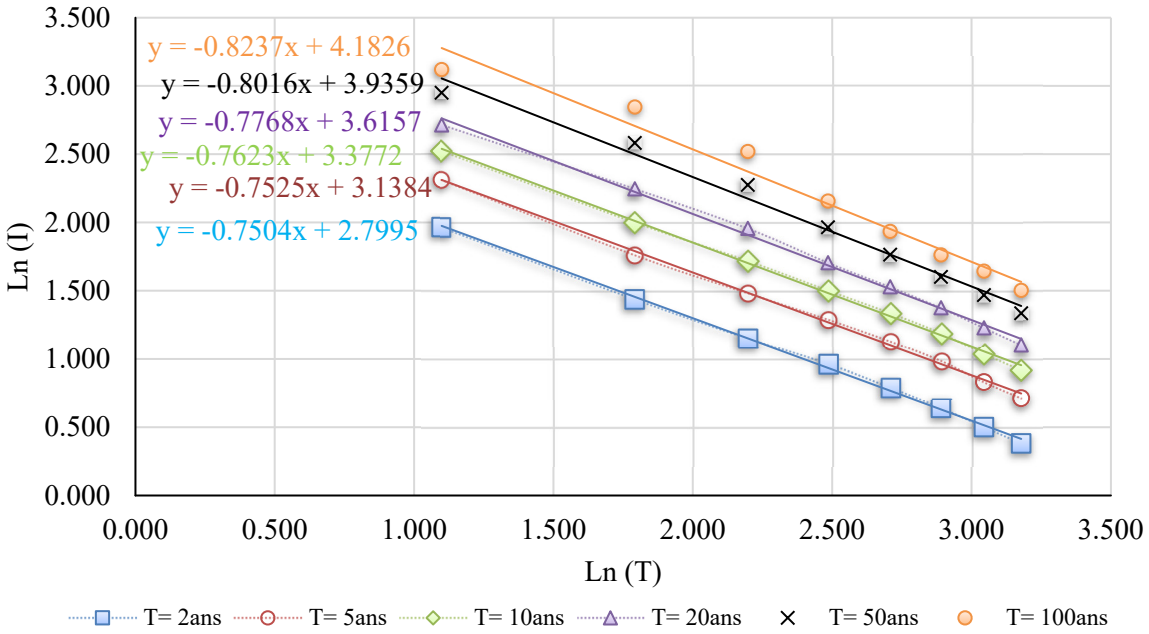


Figure III.13 Droites de régression de Y en X calculées sur les couples $\ln(t)$, $\ln(I_T(t))$

Le calcul des paramètres a et b de Montana se fait en prenant encore l'exponentielle de ln(a) et le paramètre b (i.e. - pente précédente). Les résultats sont regroupés dans le tableau suivant :

Tableau III.10 Paramètres a et b de Montana

	Temps de retour (ans)					
	T= 2ans	T= 5ans	T= 10ans	T= 20ans	T= 50ans	T= 100ans
b	0,75	0,75	0,76	0,78	0,80	0,82
a	16,44	23,07	29,29	37,18	51,21	65,53

La figure suivante III.14 représente les courbes IDF avec la formule de Montana déterminés à la station météorologique St5 de Bordj Bou-Arreridj pour la période 1990-2010

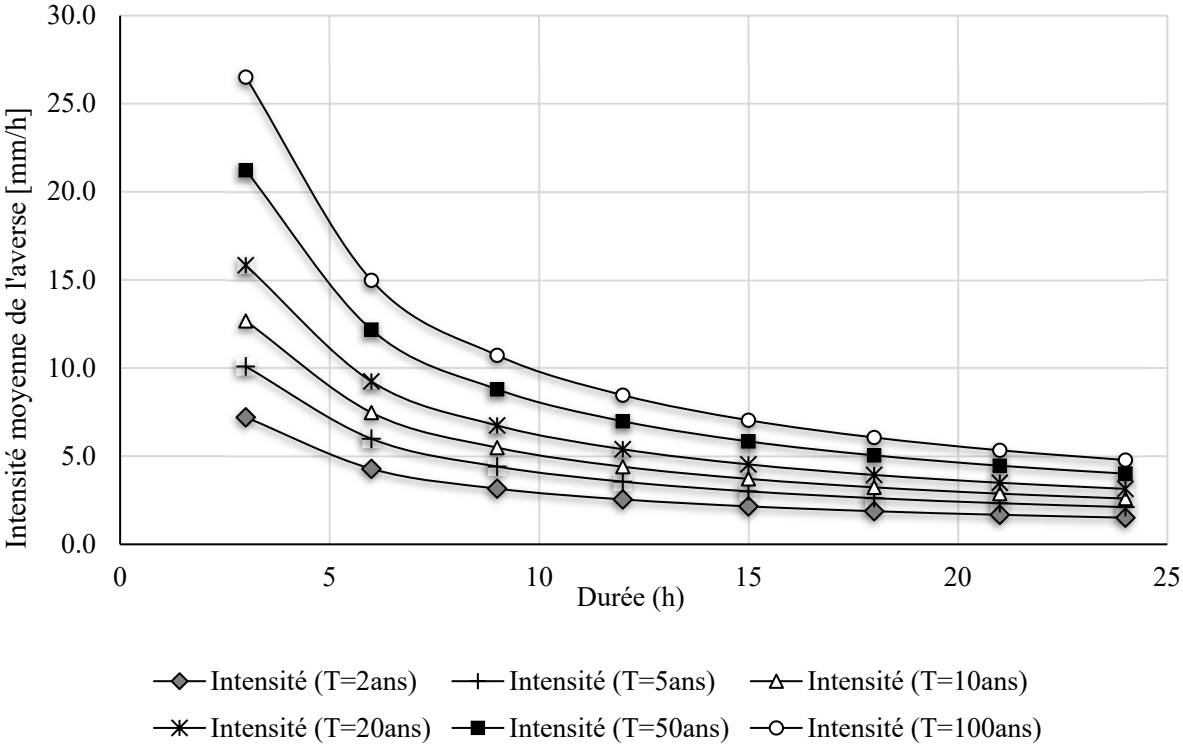


Figure III.14 Courbes IDF (Intensité-Durée-Fréquence) d la Station de Bordj Bou-Arreridj (Période 1990- 2010)

Il ressort de la figure que plus la durée augmente, plus l'intensité diminue. Les averses les plus brèves (3h dans notre cas) sont souvent les plus violentes, au contraire les longues pluies (24h dans notre cas), sont généralement assez faible (de faible intensité).

Selon la loi de Montana (Estorge et al, 1980 ; Weisse & Bois, 2002), les pluies de courte durée de fréquence donnée $P(t)$ et $P(t')$, correspondant à deux pas de temps différents, (t) et (t'), pour la même variable, sont rapportées par : $\frac{P(t)}{P(t')} = \left(\frac{t}{t'}\right)^b$ $(III.28)$;

Prenant $t' = 24$ h, l'équation devient : $P(t) = P_{24h.max}\left(\frac{t}{24}\right)^b$ $(III.29)$

$P(t)$: Pluies de courte durée de fréquence donnée, en heure ; $P_{24h.max}$: Pluie journalière maximale de fréquence donnée ; b : exposant climatique de la région

Dans le cas de la station St5, on a estimé un exposant climatique b=0.75. Cette valeur est très proche de la valeur moyenne trouvée par (Laribi, 2012).

Sinon l'exposant climatique estimé reste très élévé par rapport à d'autres études où b atteint 0.42 (ANRH) ou de celles publiés par d'autres auteurs (Boulghobra, 2013 ; Chenafi, 2013: Bouaïchi et al, 2014). La différence peut être interprété par la variation spatiale de l'intensité, et aussi par la variation des paramètres spatiales de la station pluviométrique comme la longitude, la latitude et l'altitude X,Y,Z (Habibi et al, 2013 ; Guidoum et al, 2014).

Chapitre IV

Etude du transport des sédiments en suspension

Chapitre IV: Etude du transport des sédiments en suspension

IV.1 Introduction

Le transport de sédiments dans les rivières est un élément clé dans l'étude des cycles globaux de l'eau (Megnounif et al, 2013). La connaissance de la quantité de sédiments transportés est importante pour de nombreuses raisons. Il s'agit notamment des impacts sur la fertilité des sols, le transfert, le stockage et le devenir des nutriments et des contaminants, les changements dans les tendances de la qualité de l'eau, les habitats aquatiques, l'envasement des canaux, des réservoirs et des ports, et la réduction de la longévité des équipements hydroélectriques (Williams, 1989 ; Ouillon, 1998 ; Horowitz, 2003 ; Achite et Ouillon, 2007).

En outre, l'étude des rivières est nécessaire pour des prévisions fiables, mais c'est une tâche difficile en raison de la complexité des systèmes hydrologiques (Leahy et al, 2008 ; Khanchoul et al, 2012). La surveillance du transport de sédiments nécessite une bonne technique d'échantillonnage, qui est très longue et coûteuse. Par conséquent, il est nécessaire de développer des modèles qui puissent prédire avec précision les charges de sédiments en suspension à partir d'un ensemble de données continues sur l'eau.

Un des modèles les plus courants, comportant moins de paramètres physiques, est la courbe d'estimation de la charge solide en suspension, ou appelé « sediment rating curve », qui représente une courbe fonctionnelle de puissance, relie-la concentration/charge de sédiments en suspension au débit du cours d'eau sont un type principal (Walling, 1974 ; Walling, 1978 ; Asselman, 2000).

Les objectifs du présent chapitre peuvent être résumés comme suit :

- Présenter quelques données et chiffres sur la production des sédiments dans le monde, dans le grand Maghreb et en Algérie.
- Passer en revue, les différentes méthodes empiriques d'estimation du transport solide en Algérie.

- Quantifier la production des sédiments dans le bassin d'étude, Oued K'sob, en se basant sur les données instantanées disponibles (débits liquides, concentrations) pour une période de 20 ans.
- Développer un modèle puissance reliant la charge sédimentaire au débit liquide, qui pourra être utilisé en cas d'absence des données.

IV.2 Quelques chiffres sur l'érosion hydrique

IV.2.1 La dégradation du sol dans le monde

A l'échelle du globe, les bilans établis, surtout à partir de 1950, révèlent que le tonnage annuel des sédiments en suspension exportés vers les océans, à partir des continents, est très variable (Megnounif 2007). La figure I montre à l'échelle mondiale, la variabilité spatiale du transport des sédiments des rivières vers les océans.

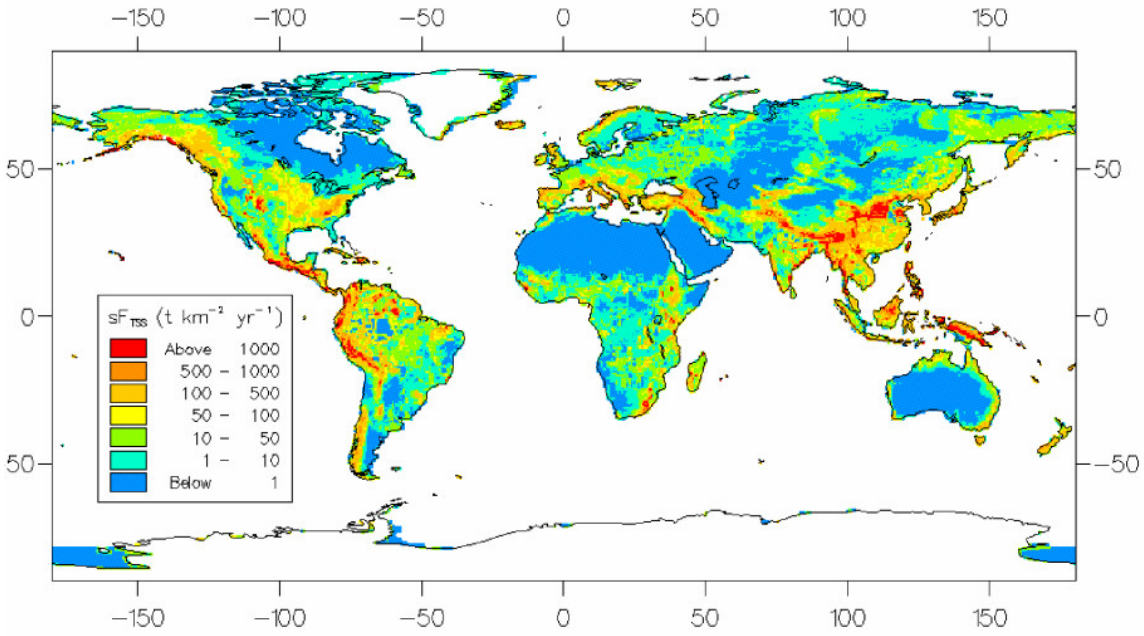


Figure IV.1 Bilan mondial des transferts fluviaux des sédiments vers les océans (Ludwig et Probst, 1998)

Dans une étude menée sur plus de 200 rivières, Millimane et Syvistiky (1992) ont évalué une dégradation de sol de 225 t km^{-2} an^{-1}.

En Amérique latine, une perte de 123 t km^{-2} an^{-1} a été estimé au Mississippi, et 203 t km^{-2} an^{-1} en Amazone (Ludwig et Probst, 1998). Selon Shi et Zhang (2005), le fleuve jaune situé en Asie (Chine), transporte environ de 1.837×10^{11} tonnes de sédiments. En Europe, la Garonne en France, transporte à peu près 27.6 t km^{-2} an^{-1} de matières en suspension (Probst et Bazerbachi, 1986). Au niveau du Danube, qui est le deuxième fleuve d'Europe par sa longueur, environ de 107 t km^{-2} an^{-1} de sédiments transportés ont été estimés par Ludwig et Probst (1998).
En afrique, le Sénégal (un fleuve d'Afrique de l'Ouest) transmet 8.75 t km^{-2} an^{-1} de MES, tandis que le fleuve Nile transporte 64 t km^{-2} an^{-1} (Ludwig et Probst, 1998).

IV.2.2 La dégradation du sol au Maghreb et en Algérie

Au cours des années soixante, les études menées sur l'érosion dans le grand Maghreb, ont souvent négligé l'importance de l'érosion au Maghreb. Selon Fournier (1960) et Strakhov (1967), le Maghreb est considéré comme l'une des régions les moins érodées après les zones désertiques. Milliman et Meade (1983) ont supposé que la production des sédiments dans les rivières maghrébines était d'environ 100 t km^{-2} an^{-1}. Walling (1984) a suggéré que toutes ces valeurs étaient sous-estimées et a proposé un rendement sédimentaire en suspension de 1000 à 5000 t km^{-2} an^{-1}. Cette estimation était basée sur plusieurs études des fleuves Maghrébins dont celles de Heusch & Milliès-Lacroix (1971) au Maroc, en Algérie et en Tunisie, Demmak (1982) en Algérie, Ghorbel & Claude (1977) en Tunisie et quelques autres.
Snoussi (1988) et Snoussi et al. (1990) ont étudié trois grands fleuves au Maroc et ont estimé le rendement annuel moyen en sédiments en suspension à environ 750 t km^{-2} an^{-1} pour le Maroc. La disparité entre les différentes valeurs citées ci-dessus reflète à la fois la difficulté de mesurer l'érosion mécanique et le transport fluvial des sédiments en suspension dans ces régions semi-arides et la variabilité spatiale de l'intensité de l'érosion en réponse au climat très contrasté et agressif, aux sols mal végétalisés et au fort relief (Probest et Suchet, 1992).

IV.2.3 La dégradation du sol en Algérie

En raison de son climat semi-aride, de la présence de relief abrupt et de la pauvreté de la végétation, l'Algérie est l'une des régions les plus vulnérables au monde à l'érosion des sols (Megnounif, 2007). Le nord de ce pays est une région montagneuse caractérisée par un petit et

moyen bassin de moins de 10 000 km² avec une forte variabilité spatio-temporelle de l'intensité de l'érosion en réponse à une végétation clairsemée et un climat irrégulier et agressif (Ghenim et Megnounif 2016).

L'intensité de l'érosion hydrique varie d'une zone à l'autre. La partie Ouest du pays est la plus érodée, où l'érosion touche 47 % de l'ensemble des terres ; suivie du Centre (27%) et de l'Est (26%). L'érosion spécifique varie de 2000 et 4000 t/km^2.an et le taux d'envasement est supérieur à 15 %. L'Algérie est, de ce fait l'un des pays les plus menacés dans le monde par l'érosion (Achite et al, 2006). Le tableau suivant montre l'ordre de grandeur de l'érosion hydrique dans les bassins versant Algériens.

Tableau IV.1 Estimations de la production de sédiments dans les bassins versant algériens

Auteurs	Bassin versant	Periode	S (km²)	A_{ss} (10^3kg/km/an)
Bourouba, 1998	Oued Medjerda	1975-1985	217	51.5-242.5
Meddi, 1999	Oued Ebda	-	-	1875
Terfous et al. 2001	Oued Mouilah	1977-1993	2650	126
Touaibia et al, 2001	Oued Mina	1973- 1995	6200	-
Amireche, 2001	Zardézas	1977-1986	345	321
Megnounif et al. 2003	Haute Tafna	1988-1993	256	24 - 4288
Terfous et al. 2003	Haute Tafna	1989-1998	255.5	120-6000
	Isser	1989-1998	1140	4-3400
	Mouillah	1986-1995	2650	22-980
Boudjadja et al. 2003	Oued Allalah		295	2701
	Oued Damous		577	2879
	Oued Es Sebt	-	112	2950
	Oued Messelmoun	-	218	3029
	Oued Elhachem	-	217	2905
Achite et Meddi 2004	Oued Haddad	1973 - 1995	470	287
Achite et Meddi 2005	Oued ElAbtal	1973 - 1995	4126	
	Sidi A.E.K. Djilali	1973 - 1995	470	212
	Ain Hamra	1973 - 1995	2480	117
	Kef Mahboula	1973 - 1995	680	-
	Takhmaret	1973 - 1995	1553	65
	Oued Mina	1973 - 1995	4900	187
Larfi, et al. 2006	Oued Isser	1984 - 1997	3615	1100
Ghenim et al. 2007	Oued Sebdou	1985 - 1998	256	1330
Achite et Ouillon, 2007	Oued Abd	1973 - 1995	2480	136
Khanchoul et Jansson. 2007	Oued Saf Saf	22 ans	322	461
	Oued Kebir West	-	1130	247
Khanchoul et Jansson. 2008	Oued Mellah	1972 – 1997	550	373

Meguenni et Remini. 2008	Oued Harazza	1973 – 1997	142	470
Ghenim et al, 2008	Oued Mouilah	1977- 1995	7245	6.4-1038
Cherif et al, 2009	Oued Mekerra	1950-2001	4102	14-296
Hasbaia et al. 2012	Oued El Ham	1968 -1989	5605	530
Yles et Bouanani. 2012	Oued Saida	1980 – 2010	543	55-29667
Khanchoul et al. 2012	Oued Kebir	1976 – 2008	681	895
El Mahi et al. 2012	Oued El Hammam	1993 – 2005	8348	256
Cherif et al. 2012	Oued Taria	1987 – 2007	1365	236
Elahcene et al. 2013	Oued Bellah	1974 – 2007	55	610
Louamri et al. 2013	Oued Boumahdane	1969 – 2010	1105	257
Bouanani et al. 2013	Oued Sikak	1972 – 1990	218	170
Megnounif et al. 2013	Oued Sebdou	1973 – 2004	256	343
Boukhrissa et al., 2013	El Kebir	1975-1999	681	1410
Benkadja et al .2015	Oued el Ksob	1973 – 1991	1484	208
Bouguerra et al. 2016	Oued Boumessoud	1988 – 2004	118	518
Tadrist et Debauche, 2018	Boukadir	1993-2013	-	446
Selmi et Khanchoul, 2016	Mellegue	1970 – 2003	4575	589,23
Cherif et al. 2017	Oued El Hammam	1986 – 2008	7440	111
Hasbaia et al. 2017	Oued Soubella	1974 – 1989	183.5	126
Tani et al 2017	Oued Nachef	1990 – 2010	-	153
Hallouz et al, 2017	Oued Mina	1971 – 2002	-	211
Tourki et al. 2017	Oued Kebir amont	1973 – 2006	1068	884
Madani Cherif et al, 2017	Oued Mekerra	1987-2007	-	38
Benselama et al. 2018	Oued El Maleh	1981 – 1998	932.5	294.29

IV.3 Méthodes empiriques d'estimation du transport solide

La quantification de l'érosion est généralement difficile et dépend des échelles spatio-temporelles. Elle est mesurée directement sur le terrain ou elle est estimée suivant des analyses des sols ou des modèles empiriques ou physiques qui tiennent compte de l'impact de toutes les variables de l'érosion hydrique.

Nombreuses formules et méthodes qui impliquent d'autres paramètres physiques ont été adoptées pour la quantification de l'érosion hydrique :

- Formule de Henin (1950) :

Elle symbolise la relation existante entre l'érosion et les facteurs susceptibles de la favoriser ou de la limiter. La quantification de l'érosion spécifique "Es" est donnée par la formule IV.1

$$E_s = \frac{I_p I_s}{K V_e} \qquad (IV.1)$$

Avec, I_p : Intensité des précipitations ;

I_s : Pente du bassin versant ;

Les facteurs "I_p" et "I_s" favorisent l'érosion et S : Susceptibilité des sols ;

K : Perméabilité ;

V_e : Végétation.

Les facteurs S, K et V_e limitent l'érosion et en plus, les facteurs S et V_e semblent les plus difficiles à quantifier.

- Formule de Gravilovic (1960)

Cette formule lie l'érosion hydrique à la température, à la pluie et à un coefficient d'érosion, l'équation est donnée par l'expression IV.2:

$$E_s = 3.14\, T.P_0 \sqrt{Z^3} \qquad (IV.2)$$

Où

E_s : érosion spécifique dans le bassin versant (T/km2.an);-

T: coefficient de température;

$$T = \sqrt{\frac{t_0}{10}} + 0.1 \qquad (IV.3)$$

Avec:

t_0 : température moyenne annuelle en °C.

P_0 : pluie annuelle en (mm).

Z : coefficient d'érosion.

Avec :

$$Z = y.[x.a].\left(\delta + \sqrt{I_{moy}}\right) \qquad (IV.4)$$

Où

y: valeur du coefficient de la résistance du sol dû à l'érosion. Il dépend de la roche mère, le type du sol et du climat.

$[x.a]$: Coefficient de régularisation du bassin versant, se rapportant à la protection des sols, des influences des phénomènes atmosphériques des forces érosives liées aux conditions naturelles. Il est aussi tabulé.

δ : équivalant numérique des processus visibles et nettement prononcés dans le bassin versant.

I_{moy}: indice de pente moyenne du bassin versant.

- Formule de Tixeront (1960)

  Basé sur les données de 32 bassins d'Algérie et 9 bassins de la Tunisie, la formule de Tixeront (1960) s'écrit comme suivant :

$$E_s = [S_1.T_{a1} + S_2.T_{a2} + S_3.T_{a3} + \ldots + S_n.T_{an}] \qquad (IV.5)$$

E_s: Erosion spécifique (t/Km2.an) ;

$T_{a1}, T_{a2} \ldots T_{an}$: Taux d'abrasion en fonction de la perméabilité du sol dans les sous Bassin (T/Km^2) ;

S: Superficie totale du bassin (Km^2) ;

$S_1, S_2 \ldots S_n$: Superficie des sous bassins (Km^2) ;

Maintenant, si on suppose que la totalité du bassin possède une même perméabilité,

On a $E_s = K.L_e \qquad (IV.6)$

L_e: Lame d'eau ruisselée moyenne interannuelle (mm).

K : coefficient qui tient compte de la perméabilité des terrains.

K = 8,5 pour les terrains d'une perméabilité élevée.

K = 75 pour les terrains d'une perméabilité moyenne élevée.

K = 350 pour les terrains d'une perméabilité faible à moyenne. K = 1400 pour les terrains d'une perméabilité faible.

K = 3200 pour les terrains perméables.

- Formule de Fournier (1960)

$$A_{ss} = \frac{1}{36} \cdot \left[\frac{P^2}{P_a}\right]^{2.65} \cdot \left[\frac{H_{moy}^2}{S}\right]^{0.46} \qquad (IV.7)$$

A_{ss} : l'apport solide moyen inter annuel (T/Km^2.an).

P : la pluviométrie du mois le plus arrosé (mm).

H_{moy} : l'altitude moyenne (mm).

P_a : la pluviométrie moyenne inter annuelle (mm).

S : la superficie du bassin versant (Km^2).

- Formule de SOGREAH :

SOGREAH (1983) a introduit la formule suivante, en se basant sur les données de 30 bassins versants algériens :

$$A_{ss} = \alpha E^{0.15} \qquad (IV.8)$$

Avec :

A_{ss} : Apport solide spécifique (T/km²/an) ;

α : Coefficient dépendant de la perméabilité du sol ;

E : Ecoulement annuel (mm) ;

- Formule de L'A.N.R.H (1970) :

$$A_{ss} = 26.62\, I_e + 5.071 I_p + 9.77\, C_t - 593.59 \qquad (IV.9)$$

Où :

A_{ss}: Apport solide spécifique moyen annuel (T/Km².an) ;

I_e: Indice lithologique (%) ;

I_p : Indice des précipitations (%) ;

C_t : Coefficient de torrentialité : $C_t = D_d . F_1$ $(IV.10)$

Dd : Densité de drainage :

$$D_d = \frac{\sum_{I+1}^{N} L_1}{A} \qquad (IV.11)$$

L_1 : longueur de tous les cours d'eau d'ordre « 1 » (Km).

F_1= nombre de talweg/ surface fréquence des talwegs élémentaire Cette formule est applicable dans les conditions suivantes :

I_e> 10%

I_p> 300

- Formule de Probst et Amiotte-Suchet (1992)

Ils ont proposé une formule en utilisant les données de 130 bassins du Maghreb (coefficient de corrélation de ce modèle est égal à 0,71).

$$Ln(A_{ss}) = 4.79 + (0.054)K_{ER} + (0.004)R - (5.6 \times 10^{-5}).A \qquad (IV.12)$$

Où :

A_{ss}: Apport solide annuel moyen (T/Km².an) ;

K_{ER} Érodibilité du sol ;

R : Apport liquide annuel moyen ;

A : Surface du bassin versant ;

IV.4 Mesure et quantification du transports solide

IV.4.1 Mesure des matières en suspension

L'étude est basée sur les valeurs instantanées des débits liquides (Q en m3/s) et des concentrations en matières en suspension (C en g/l) mesurées entre Juin 1973 et Janvier 1992 à la station hydrométrique Medjez de cordonnées (X=35°53'25.78", Y=4°037'9.27", Z= 636 m). La localisation et le profil en travers de la station sont montrés dans les figures III.1.2. Les données hydrométriques utilisées sont mesurées et fournies par les services de l'ANRH. (Agence Nationale des Ressources Hydraulique).

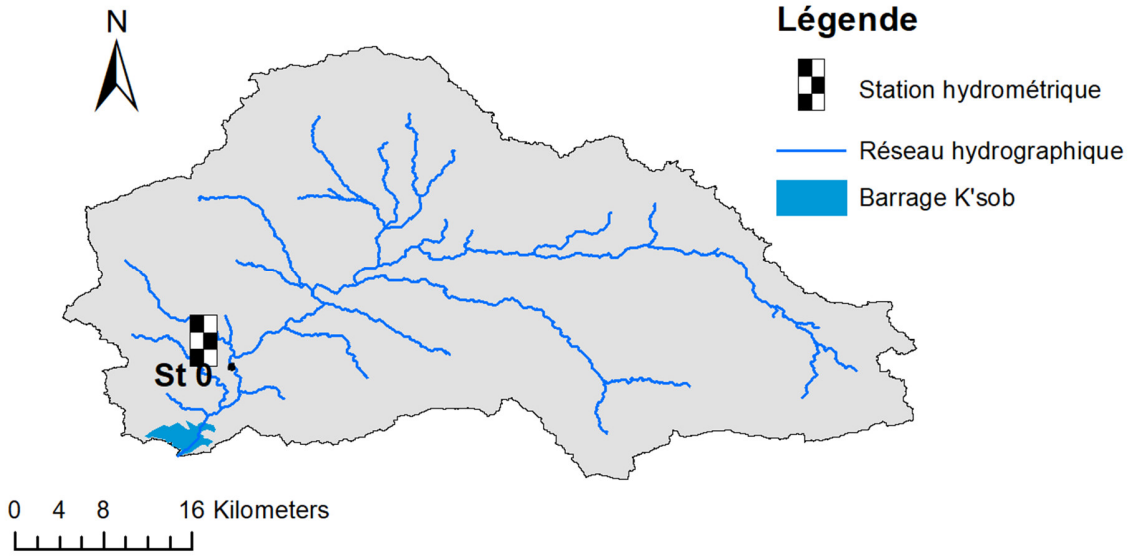


Figure IV.2 Localisation de station hydrométrique Medjez dans le bassin K'sob

Le protocole pratiqué par les services de l'ANRH pour mesurer le débit liquide et la charge solide en suspension est le même partout en Algérie. Les hauteurs d'eau sont transformées en débits liquidés par une courbe de tarage établie localement. Ces courbes sont actualisées et vérifiées périodiquement. Pour l'estimation du débit solide, un échantillon d'eau est prélevé au moyen d'un flacon de 1L. La fréquence de prise d'échantillon est adaptée au régime d'écoulement. Elle est intensifiée en période de crue, jusqu'à une prise par demi-heure. En dehors des crues, un échantillon est pris 1 jour sur deux. Lorsque les écoulements sont très faibles, un échantillon est pris tous les quinze jours. A chaque prise d'échantillon, le surveillant lit la hauteur d'eau pour en déduire le débit correspondant. La concentration des matières solides en suspension est estimée au laboratoire par pesée sur filtre suivant un protocole détaillé dans les études (Achite and Ouillon 2007 ; Megnounif et al. 2013).

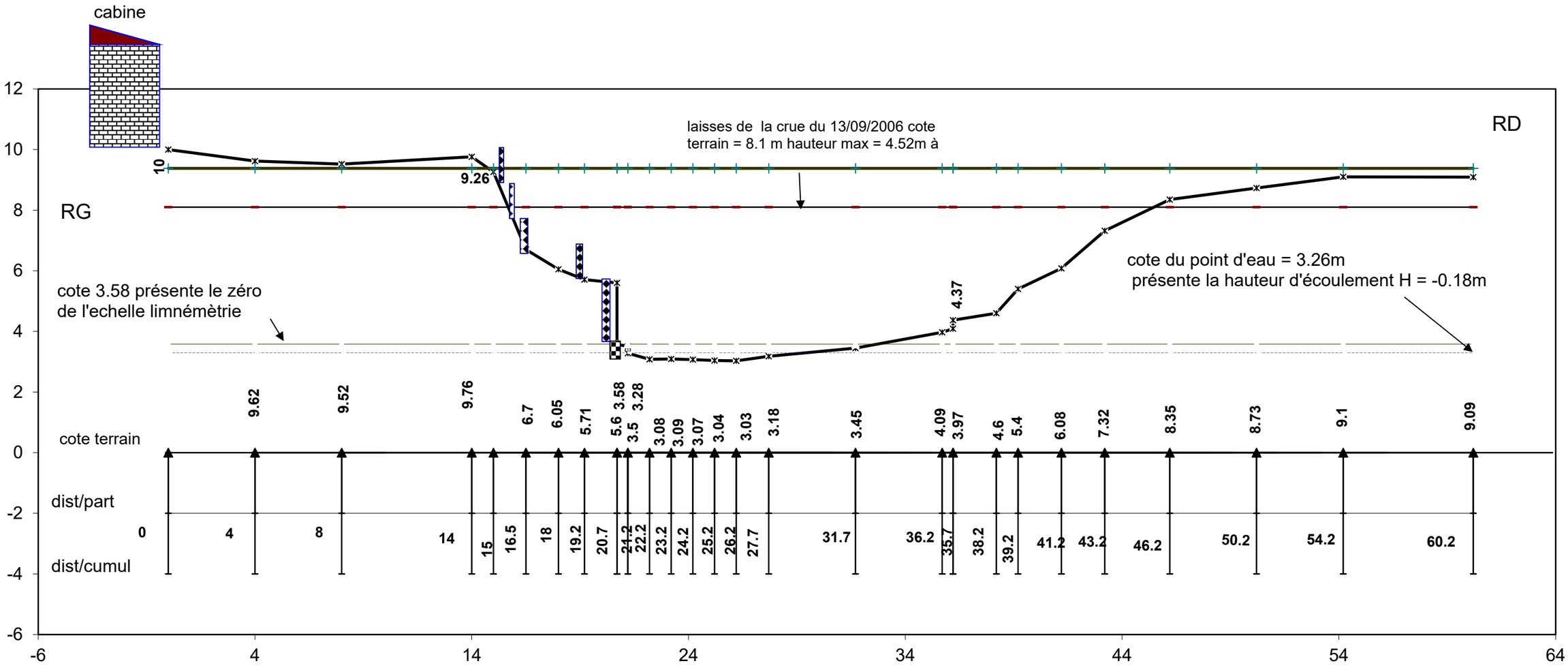


Figure IV.3: Profil en travers de la station hydrometrique Medjez, code 05.09.01, date du 03/03/2007 cote h=-18cm

IV.4.2 Quantification du transport solide

L'apport solide A_s exporté par l'oued K'sob sur une période donnée (jour, mois, saison, année) est calculé en sommant les flux massiques instantanés répartis uniformément entre deux instants de mesures :

$$A_s = \int_{t=0}^{T} C(t)Q(t)dt \approx \sum_{j=0}^{N} \left(\frac{C_j Q_j + C_{j+1}Q_{j+1}}{2}\right)\left(t_{j+1} - t_j\right) \times 10^{-3} \qquad (IV.13)$$

Où Q_j (en m3/s) et C_j (en g L/s) désignent respectivement le débit et la concentration de sédiments, mesurés au moment t_j où l'ensemble de l'événement de crue est divisé en N périodes correspondant à $(N+1)$ d'échantillonnages ;

$t_{j+1} - t_j$: temps séparant deux prélèvements consécutifs en secondes.

À la station de jaugeage qui contrôle Wadi K'sob, une mesure continue du niveau de l'eau, déduite d'un limnigraphe, est convertie en débit à l'aide d'un abaque local résultant de la disponibilité de mesures continues des débits quotidiens moyens sur la période 1973-1994. L'année 1980-1981 est exclue du calcul à cause de la non disponibilité de ses données

Les résultats de la concentration des sédiments en suspension proviennent d'échantillons prélevés manuellement. Outre certaines lacunes observées, on peut soupçonner que des échantillons n'ont pas été prélevés lors d'une brève augmentation des rejets la nuit ou pendant les vacances. Cela justifie l'utilisation de la technique de la courbe d'estimation de la charge sédimentaire qui est largement appliquée pour estimer les apports sédimentaires tant pour les petits que pour les grands bassins versants (Walling 1977 ; Asselman 2000 ; Horowitz 2003 Warrick 2015 ; Megnounif et al. 2016).

Sur la période 1973-1994, les débits solides journaliers ont été évalués par le modèle (IV.14) et utilisés pour estimer la production de sédiments A_s pour une période donnée (Olías et al. 2006 ; Louamri et al. 2013) à l'aide de la formule suivante :

$$A_s = m\sum_{j=1}^{n} Q_{sd} = m\sum_{j=1}^{n} a.{Q_d}^{b+1} \qquad (IV.14)$$

Où Q_d et Q_{sd} sont respectivement le débit moyen journalier de l'eau et le débit solide moyen journalier, m est une constante de conversion d'unité et n est le nombre de jours pour une période de temps.

IV.4.3 Courbes de transport solide (SRC)

Depuis plusieurs décennies, et en raison de l'absence de mesures réelles reliées au transport des sédiments, continues ou quasi-continues, les hydrologues utilisent souvent des courbes d'estimation pour prévoir les concentrations des matières en suspension « MES » quotidiennes et pour le calcul des flux. Bien qu'il existe nombreuses méthodes pour élaborer des courbes d'estimation de la charge solide en suspension,

La plus courante est une fonction de puissance ou également appelée « *sediment rating curve, SRC* ». Cette courbe décrit empiriquement la relation entre la concentration de sédiments en suspension C (g/m^3) et le débit liquide Q (m^3/s) pour un endroit spécifique (Walling, 1974, Walling, 1978, Fenn et al., 1985, Jansson, 1996, Mossa, 1996, Asselman, 1999, Asselman, 2000, Syvitski et Morehead, 1999, Syvitski et al., 2000, Morehead et al., 2003), elle est exprimée comme suivant :

$$C = aQ^b \qquad (IV.15)$$

Où :

Les coefficients a et b sont les paramètres d'évaluation des sédiments ;

Cela s'exprime également sous la forme d'une équation linéaire basée sur une transformation logarithmique :

$$log\ (C) = \log(a) + b\log(Q) \qquad (IV.16)$$

Selon Gilroy et al. (1990), le calcul des apports solides en utilisant le modèle puissance (IV.15) et en le multipliant ensuite par le débit liquide est équivalent au calcul des apports solides en utilisant le modèle :

$$Q_s = aQ^{b+1} \qquad (IV.17).$$

La courbe de cotation des sédiments peut être considérée comme un modèle de "boîte noire" et les paramètres a et b sont estimés par une analyse de régression sans signification physique (Asselman, 2000). Néanmoins, autres chercheurs ont associé ces paramètres à la morphologie du lit des rivières (par exemple, la forme du chenal, la pente et l'érosivité du cours d'eau) ou à l'érodabilité du sol et des sections de rivière (Peters-Kümmerly, 1973, Rannie, 1978, Fenn et al. 1985, Thomas, 1988, Morgan, 1995, Asselman, 1999, Asselman, 2000, Syvitski et al. 2000, Morehead et al. 2003, Yang et al. 2007a, Wang et al. 2008).

IV.5 Analyse des résultats et discussions

IV.5.1 Relations débit liquide- débit solide

IV.5.1.1 À l'échelle interannuelle

L'analyse porte sur les valeurs des débits liquides en m3/s et des débits solides en kg/s, mesurés au niveau du bassin versant Oued K'sob de Juin 1980 à Janvier 1992 (données instantanées pour la série complète) (figure IV.1).

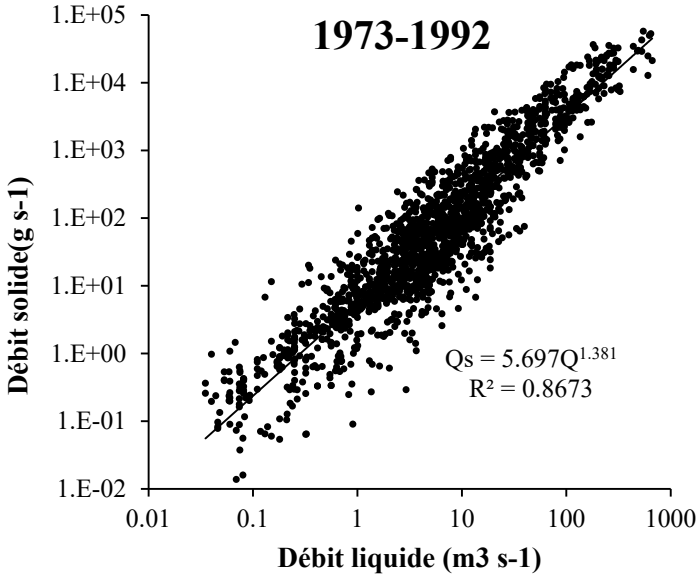


Figure IV.4 Relation entre les débits solides et les débits liquides instantanés de 1973/1974 à 1991/1992 (Oued K'osb - Station hydrométrique Medjez).

La figure IV.4, montre une bonne corrélation (R^2=0.86) en puissance liant le débit des matières solides en suspension aux débits liquides, les points du nuage obtenus sont alignés autour de la

droite de régression. La relation puissance [$Q_s = aQ^b$] a été vérifiée pour la plupart des cours d'eau dans le monde. L'exposant b, fonction des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants (Probst et Bazerbachi, (1986) et Vivian, (1980) ou des conditions hydrauliques de l'écoulement dans les cours d'eau (Kattan et Probst, 1987). On notera aussi que l'exposant b, de notre modèle est égale à 1.38, cette valeur est proche de celle trouvée par Achite et Meddi (2005) et Cherif et al (2009), et par bon nombre de chercheurs ayant travaillé dans des régions semi-arides (tableau IV.2).

Tableau IV.2 Quelques valeurs de « b » publiés pour des bassins versant voisins et dans le monde.

	Bassin versant	L'exposant « b »	Auteurs
En Algérie	Oued Mekerra	1.31	Cherif et al, 2009
	Oued Mina	1,33	Achite et Meddi, 2005
	Oued K'sob (Présente étude)	1,38	Guesri et al, 2020
	Oued Haddad	1,45	Achite et Meddi, 2004
	Sikkak	1,47	Bouanani et al.2013
	Haute Tafna	1,57	Megnounif, 2007
	Tafna	1,70	Terfous et al., 2001
En dehors de l' Algérie	Rivière Arbucies (Nort-Est) Péninsule Ibérique	1,63	Battala et Sala, 1992
	La Garonne (France)	1 à 2	Probst et al, 1986
	Pratts-ville (U.S.A)	2,00	Leopold et al, 1953

On observe aussi d'après la figure IV.4, que pour des faibles débits liquides (< 0.1 m3/s) peuvent être associés de forts débits solides (près de 0,1 Kg/s) déclenchés probablement à la suite d'orages violents ou de remobilisation de sédiments issus d'une crue précédente et

fraîchement déposés dans le lit de l'oued. De même, de fortes valeurs des débits liquides n'ont engendré qu'un faible transport solide dû probablement à la vidange des nappes survenue à la suite d'une crue importante.

IV.5.1.2 À l'échelle saisonnière

Afin d'étudier les réponses du bassin aux débits liquides et matières en suspension au cours de l'année hydrologique, nous avons jugé utile de regrouper suivant les différentes saisons les valeurs instantanées (prélevées sur les 20 années d'étude), et d'analyser la relation liant les débits liquides aux débits solides en suspension. Le tableau IV.3 résume les modèles trouvés pour les différentes saisons.

Tableau IV.3 Relations débit solide-débit liquide pour chaque échelle de temps (1973/1974 à 1991/1992).

Echelle temporelle	**Nombre d'observations**	**Coefficient de determination (R^2)/%**	**Relations retenues**
Série complète	1646	0,86 (86%)	$Q_s=5.697Q^{1.381}$
Automne	580	0,92 (92%)	$Q_s=8.066Q^{1.435}$
Hiver	341	0,85 (85%)	$Q_s=3.779Q^{1.361}$
Printemps	478	0,82 (82%)	$Q_s=3.655Q^{1.364}$
Eté	247	0.92 (92%)	$Q_s=9.485Q^{1.373}$

Les valeurs des coefficients de déterminations trouvés indiquent la forte liaison entre les débits solides et les débits liquides pour l'ensemble des saisons. La représentation graphique des résultats (figure IV.5 (a), (b), (c), (d)) permet les commentaires suivants :

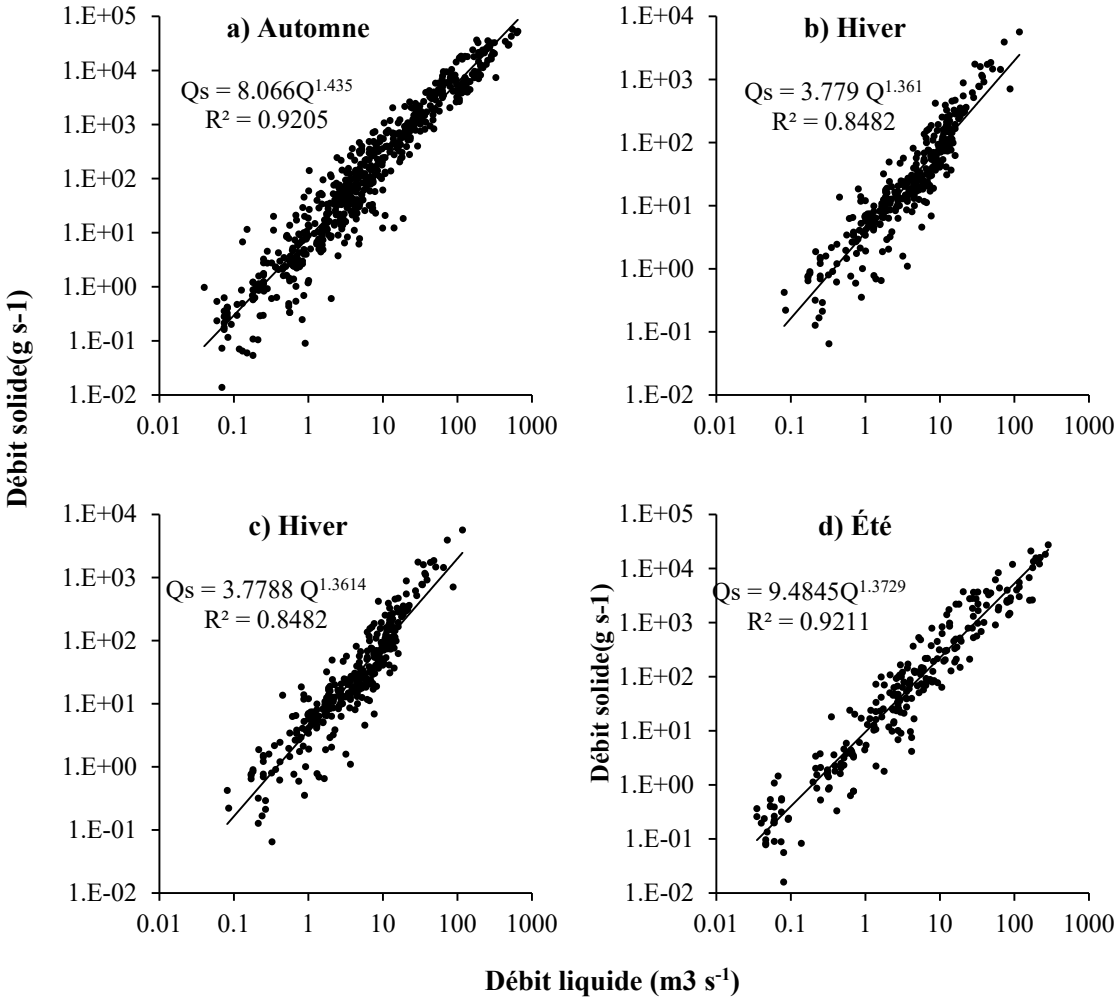


Figure IV.5 Modèles saisonniers reliant les débits solides aux débits liquides instantanés 1973/1974 à 1991/1992 (Oued K'sob - Station hydrométrique Medjez).

En Automne (Figure IV.5.(a)), les paramètres *a* et *b* sont élevés par rapport aux autres saisons, avec une valeur de *b* qui est égale à (1,435). Ceci peut témoigner de l'importance de la dynamique érosive en cette saison. A l'instar des régions semi-arides en automne, la région de Oued K'sob est caractérisée par des orages violents qui surviennent en septembre, octobre, et novembre, qui arrachent de grandes quantités de matières solides, véhiculées en suspension par le cours d'eau. L'automne se distingue par un flux important de matières solides en suspension. Le débit solide maximal est de l'ordre de 57.62 kg/s, atteint en fin de Septembre 1989, associé à un débit liquide de 109,9 m^3/s. La relation entre le débit liquide et solide

semble être plus étroite pour les valeurs élevées.

En Hiver (Figure IV.5.(b)), le modèle obtenu dénote une diminution de *b* pour atteindre la valeur de 1,361. Ceci est dû essentiellement aux réserves importantes en eau emmagasinées dans le sol, suite aux forts orages de l'automne. La charge en suspension n'augmente pas proportionnellement aux apports liquides si bien que le flux saisonnier reste inférieur à celui mesuré en automne. On enregistre durant cette saison de forts débits liquides associés à de faibles débits solides. Le débit solide maximal enregistré est de l'ordre de 5.66 kg/s résultant d'un débit liquide de 10,53 m^3/s. En effet, durant cette saison, l'état humide du sol et son occupation (période végétative) sont responsables de la faiblesse des apports solides. L'évaporation est faible, l'eau interceptée par la végétation est en grande partie restituée au sol par égouttage. Cette partie des précipitations peut donc atteindre le sol après un certain temps et la quantité d'eau perdue est négligeable. Dans ce cas, le ruissellement est retardé, ce qui donne un pouvoir érosif limité, en outre la réhumectation du sol par les pluies d'automne réduit considérablement la vulnérabilité des particules à l'érosion hydrique.

Au Printemps (Figure IV.5.(c)), le coefficient *a*= 3.655 et l'exposant *b* =1,364, présente des valeurs faibles par rapport à celles de l'automne et celles de l'été. Le modèle du printemps pourrait bien être un modèle représentatif moyen. Au printemps, l'état du sol et la couverture végétale font que l'action érosive se trouve diminuée par rapport aux écoulements abondants.

En Eté (Figure IV.5.(d)), l'exposant *b* reste élevé (1,373) après celui de l'automne. En effet, l'oued K'sob a connu ces dernières années quelques crues estivales très importantes, notamment la crue du 13 juin 1974 avec un débit moyen journalier de 18.7 m^3/s et un apport solide de As = 2332 tonnes. Le coefficient *b* est lié directement à la superficie de drainage en période de crue, mais il exprime aussi l'importance du taux des transports solides. Le paramètre *a* exprime l'état du sol et son degré de saturation, la valeur pour notre modèle est de 9.485. Pendant l'été la pluviométrie est presque rare par rapport aux autres saisons, mais elle apporte des forts débits liquides et solides.

IV.5.2 Analyses des apports saisonniers.

Les modèles saisonniers retenues, ont été utilisés pour calculer les apports solides moyens saisonniers en suspension. Les résultats trouvés sont donnés dans le tableau IV.4. et la figure IV.6 (a,b)

Tableau IV.4 Répartition saisonnière des apports liquides Al (en Hm3), des apports solides As (en tonnes) et des dégradations spécifiques Ass (en tonnes par Km2 et par saison) à l'oued K'sob pour la période 1973/1974 à 1991/1992) (Station hydrométrique Medjez) .

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté	Total
Al (Hm^3)	122.02	110.09	117.52	49.04	398.66
As (MT)	3.42	0.83	1.14	1.42	6.81
Ass ($t/km^2/an$)	115.46	27.96	38.65	47.96	230.03

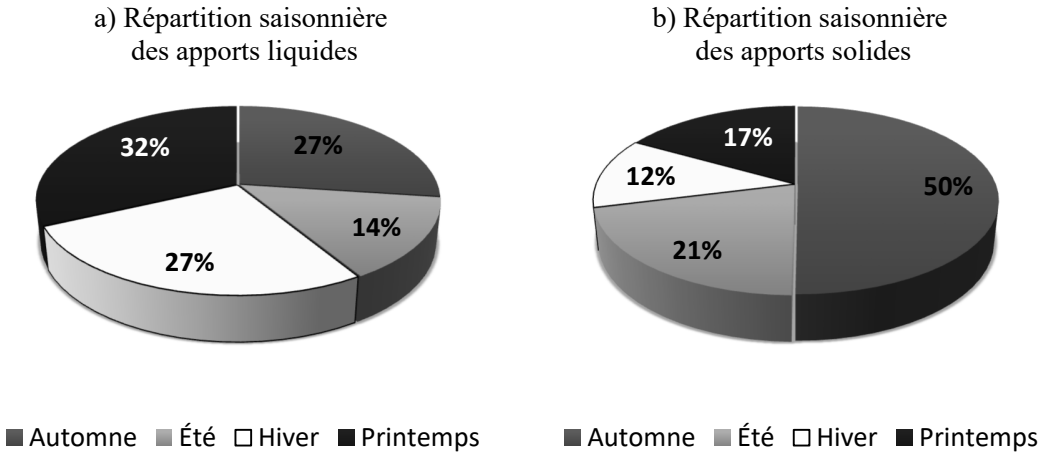


Figure IV.6. Répartition saisonnière des apports liquides et des apports solides à l'oued K'sob (Juin 1973 - Janvier 1992) (Station hydrométrique Medjez).

L'analyse de ces résultats, permet de révéler l'importance des apports solides durant la saison d'automne entre 1973-1992, avec un apport solide de 3.42 Million de tonnes, soit presque 50%

des apports solides annuels (Figure IV.6). Les fortes précipitations sur un sol à l'état sec après une longue saison d'été sont à l'origine de ce taux important. En effet, les premières pluies de septembre et d'octobre sont capables d'arracher de grandes quantités de matières solides, qui seront transportées dans les cours d'eau.

En hiver, durant les mois de janvier, février et mars on enregistre de forts apports liquides 110.09 Hm3 avec un apport solide de 0.83 Million de tonnes de matières en suspension ce qui représente seulement 12% par rapport au total annuel. L'hiver présente des caractéristiques érosives plutôt moins prononcées. Le sol ayant été saturé après les pluies d'automne résiste plus à l'érosion malgré des précipitations relativement importantes. La dégradation spécifique durant cette saison reste relativement faible 27.96 t/ha/an.

Au printemps, la charge en suspension n'augmente pas proportionnellement aux apports pluviométriques, sur les 32% de l'apport annuel en eau on remarque que seulement 17% de matières solides annuelles seront arrachées essentiellement du lit et des berges de l'oued (Figure IV.6). La présence de la végétation et l'humidification des sols réduisent considérablement la migration des particules par l'érosion hydrique durant cette saison.

Mise à part la saison d'automne, l'été se distingue des autres saisons par des valeurs très fortes de transport solide, environ 14% des apports liquides totales, amène environ de 21% d'apport solide annuel avec une dégradation spécifique de l'ordre de 47.96 t/ha/saison. Durant cette période les précipitations sont très agressives, et la susceptibilité du sol est haute, ce qui augmente considérablement l'érosion (figure IV.6 (a), (b)).

IV.5.3 Bilan des apports solides annuels

Les variations interannuelles des apports solides montrent une grande irrégularité, liée à la variation et fréquence des pluies et donc des apports liquides (figure IV.4).

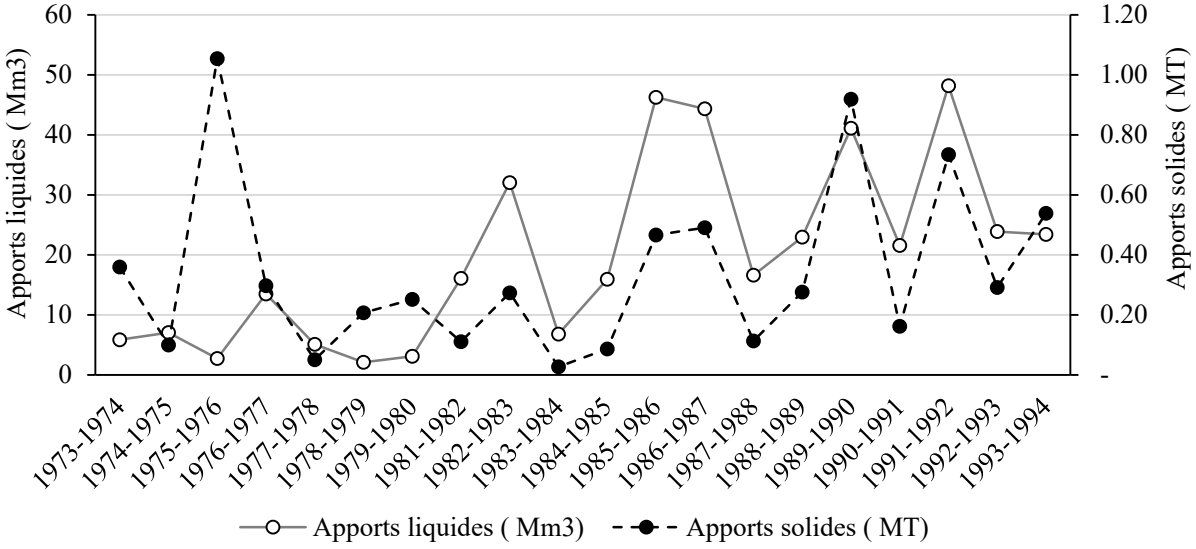


Figure IV.7 Apports liquides et solides moyens annuels à l'oued K'sob (Période de 1973/1974 à 1991/1992).

L'analyse de cette figure, montre que l'apport solide annuel calculé durant l'année 1975/1976 est estimé à 1.05 million de tonnes. C'est un apport solide relativement important, malgré la faiblesse des apports liquides 2.73 Hm3. Les crues de l'automne (09/10-sept.-1975) et du printemps (27/28-juin-1976) ont apporté respectivement 598267 tonnes et 123944 tonnes de matières en suspension, ce qui représente 56 et 11% de l'apport moyen annuel.

On observe aussi que pour deux années recevant presque la même quantité de pluie la charge en suspension peut être différente : durant l'année 1986/1987, on a estimé 0.49 million de tonnes pour une précipitation de 311 mm alors qu'en 1981/1982, pour presque la même quantité de précipitations 312 mm il n'a été enregistré que 0.11 million de tonnes de sédiments, soit un rapport de 1 à 4.

Il faut aussi rappeler qu'on peut déterminer la dégradation spécifique (en t/km²/an) à partir de la relation suivante :

$$A_{ss} = \frac{A_s}{S} \qquad (IV.18)$$

Où : S est la surface du bassin versant ; A_s est l'apport solide annuel (t) .

On trouve alors que la dégradation spécifique est très variable d'une année à une autre. Elle varie de 18 t/km2/an pour l'année 1983/1984 à 718 t/km2/an pour l'année 1975/1976, soit un rapport de 1 à 13.
Sur les 20 ans de mesure, L'apport moyen annuel des sédiments enregistré à l'exutoire du bassin versant de l'oued K'sob est évalué à 340444 tonnes, ce qui correspond à une dégradation spécifique de **230 t/km2/an.**

A titre de comparaison, cette estimation de dégradation de sol reste très modérée par rapport à celles publiées pour d'autres bassins de l'Algérie et du Maghreb (Tableau IV.1). On peut citer par exemple des estimations très proches, 236 et 247 t/km²/an évaluées à Oued Taria et oued Kbir respectivement (Cherif et al. 2012 ; Khanchoul et Jansson. 2007). Hallouz et al (2017) ont estimé 211 t/km²/an à Oued Mina. Dans l'oued Oued Boumahdane, Louamri et al (2013) a trouvé un taux de dégradation de 257 t/km²/an

En outre, la valeur estimée à oued K'sob est relativement grande par rapport à des bassins versants à climats similaires (Tableau IV.1), on peut mentionner, l'oued Sikkak et Isser (Tafna) avec respectivement 169 et 180 t/Km2/an (Bouanani et al, 2013), l'oued Leham qui fait partie du même grand bassin Hodna, 104 t/Km2/an (Bourouba, 1998).

Sinon, des travaux réalisés au Maghreb ont estimé que les dégradations spécifiques varient entre 1000 et 5000 t/Km2/an. D'autres auteurs ont proposé des valeurs plus importantes. (Probst et al.1992) ont avancé des valeurs supérieures à 5000 t /Km2/an, ces mêmes auteurs ont estimé que la dégradation spécifique moyenne varie de 400 à 610 t/Km2/an pour les rivières qui se jettent dans les mers et les océans (Fox, 1993).

Chapitre V

L'érosivité des précipitations

Chapitre V: L'érosivité des pluies

V.1 L'érosion & l'érosivité « Historique » :

L'érosion des sols a été reconnue comme un problème grave aux États-Unis après le développement et la mise en culture de nouvelles terres agricoles au cours des années 1800 et au début des années 1900. Les premières parcelles de mesures ont été établies à l'Université du Missouri en 1915 par le chercheur McClure, en 1916 par Vifquain et en 1917 par Duley-Miller (Figure V.1).

À la fin des années 1920, une campagne de sensibilisation à la société menée par le département de l'Agriculture des États-Unis (USDA), dirigée par Hugh Hammond Bennett, a contribué à attirer l'attention du public sur l'érosion des sols en tant que « menace nationale ».

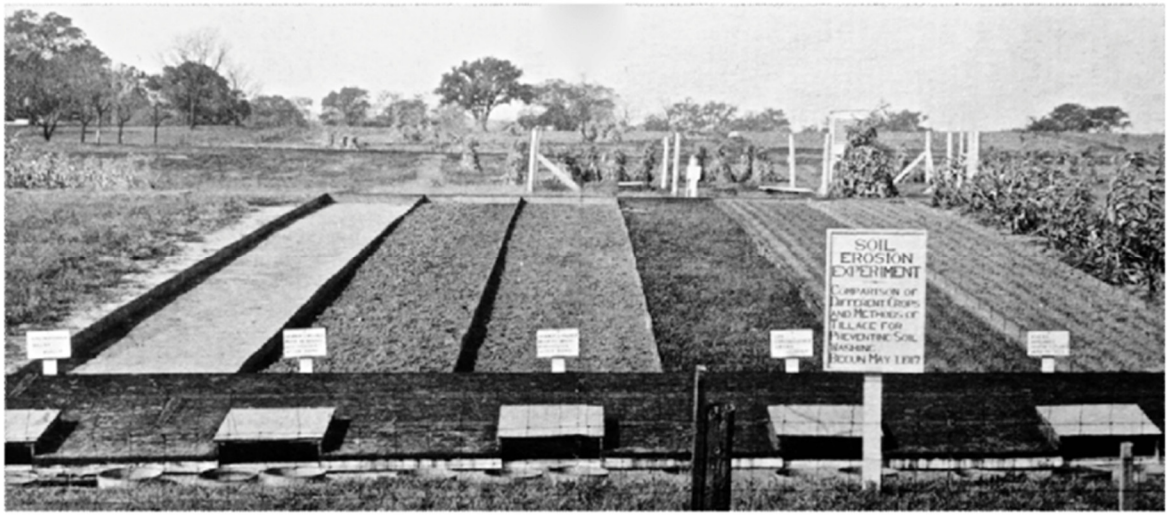


Figure V.1 Photo prise en 1917, montrant les parcelles d'érosion de Duley-Miller (Gantzer et al, 2018).

À la suite de cet effort, le Congrès des États-Unis a affecté des fonds en 1930 à la création de stations d'érosion expérimentales dans la moitié est du pays (Bennett, 1939). Bennett (1939) a supervisé la mise en place de 10 stations expérimentales utilisant les méthodes développées par Miller. Ce nombre a finalement augmenté pour atteindre 49 stations dotées de parcelles de ruissellement naturel à partir desquelles des données de perte de sol ont été collectées. Ces observations et mesures, ainsi que des mesures

antérieures, ont fourni des données précieuses pour développer des modèles de prévision de l'érosion des sols.

Cook (1937) a identifié trois catégories d'entités physiques impliquées dans le processus d'érosion du sol par l'eau : le sol, l'eau et les plantes, et à partir de cette définition, trois variables indépendantes contrôlant le processus d'érosion, à savoir "l'érodibilité du sol", "l'érosivité potentielle" et " la protection de la couverture". La discussion de Cook sur l'érosivité potentielle ne coïncide pas avec les définitions et l'utilisation actuelles du terme « érosivité », mais elle prédit le processus de réflexion qui a précédé le développement du concept. Cook a défini « l'érosivité potentielle » comme la capacité d'une pluie naturelle et de l'écoulement de ruissellement à provoquer une érosion à partir d'une zone « standard ». En bref, l'érosivité potentielle de Cook était une mesure de la capacité de toute combinaison pluie-ruissellement à causer l'érosion à partir d'une bande de terrain unitaire qui monte et descend la pente. Cette idée de zone « standard » était analogue ou constituait la base du concept ultérieur de « parcelle unitaire » de Wischmeier et Smith (1965), qui sera présenté ci-dessous.

Cook a également identifié sept facteurs qui contrôlent en grande partie l'érosivité potentielle d'une bande de terrain : 1) précipitations totales ; 2) taux de précipitation ; 3) vitesses des gouttes de pluie ; 4) infiltration caractéristique du sol ; 5) capacités de stockage de la surface (y compris l'interception) ; 6) les pentes et 7) la longueur de la pente. (Nearing et al, 2017)

Les premières tentatives de création de modèles sont apparues en 1940, Zingg (1940) a développé l'une des plus anciennes équations de prévision de l'érosion du sol basées sur des données quantitatives. Dans cette équation, l'érosion du sol était liée à la pente et à longueur de la pente sur la base de données provenant de cinq sites expérimentaux aux États-Unis. Cette équation n'incluait pas de facteur d'érosivité des précipitations.

Smith (1941) et Browning et al. (1947) ont ajouté à l'équation les facteurs d'érodibilité du sol, de culture et de pratique auxiliaire. Musgrave (1947) a introduit une série d'équations d'estimation de l'érosion comprenant la longueur de la pente, l'inclinaison de la pente, l'érodibilité du sol, un facteur végétal et la quantité maximale de précipitation tombant sur une période de 30 minutes au cours d'une tempête. L'équation de Musgrave était la première à inclure un facteur d'érosivité des précipitations dans le processus d'estimation

de l'érosion du sol. Le facteur d'érosivité des précipitations était défini comme une fonction de la loi de puissance, avec les précipitations sur 2 ans et 30 minutes comme nombre de base et 1,75 comme exposant.

V.2 Découverte de l'indice de l'érosivité R (Indice de Wischmeier) :

Dans l'équation de l'érosion proposée par Van Doren et Bartelli (1956), le facteur de précipitations était l'intensité et la fréquence des précipitations de 30 minutes. Ces paramètres de précipitations ont fonctionné de manière satisfaisante à certains endroits, mais n'étaient pas suffisants pour être utilisés dans l'ensemble des États-Unis.

Wischmeier et al. (1958) ont corrélé plus de 40 facteurs climatiques ou météorologiques (hauteur de précipitation, différentes intensités caractéristiques, les conditions antécédentes de précipitations ou d'humidité…etc) et leur relation avec l'érosion sur des parcelles standards nues et cultivées dans le sens de la pente. La plus grande corrélation a été obtenue avec le produit de l'énergie de la pluie (E) et de l'intensité maximale de la pluie pour une période de 30 minutes (I_{30}). Le taux de corrélation était d'environ 90% et l'introduction d'autres variables accroissait très peu -la précision. De plus, cette nouvelle variable (EI_{30}) s'avérait indépendante des facteurs sols, topographiques, de culture et de conservation. Ces valeurs EI_{30} reflétaient l'effet potentiel combiné des éclaboussures de gouttes de pluie et de l'affouillement des eaux de ruissellement sur l'érosion du sol.

Le facteur d'érosivité des précipitations (facteur R) est défini comme la somme des valeurs d'événement EI 30 sur une année. Wischmeier (1959) a analysé environ 8 000 parcelles de ruissellement de base, de perte de sol et de précipitations associées, ainsi que des données connexes dans 21 États de l'est des États-Unis, recueillies par le Centre national de données sur les eaux de ruissellement et les pertes de sol (NRS) à partir des stations d'érosion fonctionnant à cette époque. Ils ont confirmé que le facteur R convenait à ces endroits, non seulement pour les parcelles en jachère, mais également pour les parcelles de cultures en rangées continues, et non seulement pour les variations entre les tempêtes, mais aussi pour les variations saisonnières et annuelles (Yin et al, 2017).

Le facteur R est devenu l'un des six facteurs de l'équation universelle de perte de sol USLE (Wischmeier et Smith, 1965). Les cinq autres facteurs sont l'érodibilité du sol, la longueur de la pente, l'inclinaison de la pente, les pratiques de gestion de la couverture et les pratiques de conservation. Wischmeier et Smith (1965) ont remarqué : "Une différence

majeure entre l'équation universelle de perte de sol (USLE) et ses prédécesseurs réside dans la manière et la précision avec lesquelles les différences de localisation des précipitations sont intégrées dans les calculs de perte de sol."

V.3 L'évolution du facteur R dans les différentes versions de l'USLE

L'équation universelle de la perte en sol USLE (Wischmeier et Smith, 1965, 1978) et ses versions développés, MUSLE (Williams, 1975), RUSLE (Renard et al, 1997) et RUSLE2 (USDA-ARS, 2013), ont été largement testés et mises en œuvre dans la pratique de la conservation des sols et de l'eau dans une grande partie du monde.

Il existe certaines différences dans les érosivités pluviométriques entre les différentes versions de l'USLE et les applications de l'USLE et du RUSLE dans d'autres pays et régions, notamment la définition d'un événement individuel et le critère de l'événement érosif, l'estimation de l'énergie cinétique unitaire à partir de l'intensité, l'estimation de l'érosivité due à la fonte et à la fonte des neiges (Tableau V.1).

Tableau V.1 : Développement du facteur d'érosivité R dans les différentes versions de l'USLE

Paramètre	**USLE** (Wischmeier et Smith, 1965)	**MUSLE** (Williams, 1975)	**USLE** (Wischmeier et Smith, 1978)	**RUSLE** (Renard et al., 1997)	**RUSLE2** (USDA–ARS, 2013)
Temps minimum entre les événements	Pas de précipitations pendant 6 h	L'érosivité dans cette version modifiée de USLE se base uniquement sur le débit de pointe du ruissellement	Idem que Wischmeier et Smith (1965)	P <1.27 mm pendant 6h	Idem que Wischmeier et Smith (1965)
Tempêtes incluses	Toutes les tempêtes		Cumul de pluie ≥12,7mm ; ou avec I_{15}≥ 25,4 mm h^{-1}	À l'est des montagnes Rocheuses (USA) : comme Wischmeier et Smith (1978) ; À l'ouest des montagnes Rocheuses : toutes les tempêtes	Cumul totale de pluies ≥ 12,7 mm et période de retour ≤ 50 ans
Equation (Énergie cinétique-intensité)	e_r=0.119+0.0873 $log_{10}(i_r)$,	$R= 11.8(Q \times q_p)^{0.56}$ Q : le volume de la crue ; q_p: le débit de pointe	e_r=0.119+0.0873 $log_{10}(i_r)$ si $i_r \leq 76$ mm h^{-1} ; e_r= 0.283 si i_r >76 mm h^{-1}	e_r=0.29[1-0.72exp(0.05i_r)]	e_r=0.29[1-0.72exp(0.082i_r)]
Érosivité due au dégel et à la fonte des neiges	/	/	Sous-facteur R_s aux valeurs de EI_{30} pour la région Nord-Ouest : R_s=1.5P	Facteur équivalent R requis dans les zones de culture du NWRR* : R_{eq}= -129.0+ 12.61 *P* R_{eq}= 1.602 exp(0.2418 *P*), 7.5< *P* <15.0	Dans les zones de terres cultivées du NWRR* basées sur l'équation : R_{eq}= -50+ 7.86 *P*

NWRR* : Région Nord-ouest du champ du blé (Northwestern Wheat and Range Region)

V.4 L'érosivité dans le monde :

A l'échelle mondiale, les études menées sur le rôle des précipitations dans l'érosion montrent que l'indice d'érosivité R subit une grande variabilité spatio-temporelle (Renschler et al, 1999 ; Xin et al, 2011 ; Vrieling et al, 2014 ; Naipal et al, 2015 ; Borrelli et al, 2016 ; Meddi et al, 2016 ; Borrelli et al, 2017).

Panagos et al (2017) ont présenté une étude gigantesque sur la cartographie de l'érosivité des précipitations dans le monde (Figure V.2). Au niveau continental, l'Amérique du Sud connaît l'indice R moyen le plus élevé avec 5874 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}, suivie par l'Afrique (3053 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}), l'Asie et le Moyen-Orient (1487 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}). En Océanie, l'érosivité moyenne a été estimée de 1675 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}.

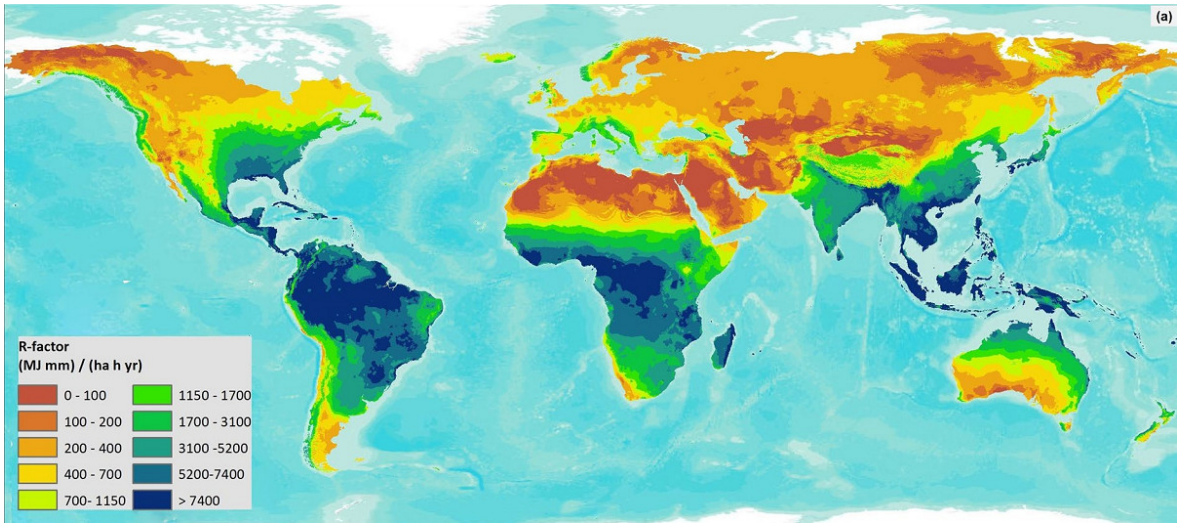


Figure V.2 Carte mondiale de l'érosivité des précipitations avec une résolution spatiale de 30 secondes d'arc (Panagos et al, 2017)

L'Afrique présente les estimations d'érosivité les plus élevées au niveau national ; Maurice et les Comores ont les valeurs d'érosivité annuelles moyennes les plus élevées au monde avec une érosivité proche de 20000 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}. En Afrique occidentale (Liberia, Sierra Leone et Guinée équatoriale), en Afrique centrale (R.D. du Congo, République du Congo et Cameroun) et à Madagascar, le facteur R annuel moyen est supérieur à 7 000 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}. Ces tendances concordent avec celles d'autres évaluations à l'échelle continentale (Vrieling et al, 2014 ; Zhu et Yu, 2015), qui ont indiqué les valeurs d'érosivité les plus élevées (>10000 MJ mm ha-1 h-1 an-1) le long de la côte guinéenne de l'Afrique occidentale et centrale, du bassin du Congo et de Madagascar. L'Éthiopie et l'Afrique du

Sud ont des valeurs moyennes du facteur R proches de 2500 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}, mais les configurations spatiales sont très variables, les hautes terres éthiopiennes ayant une érosivité extrêmement élevée (> 7000 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}) tandis que les basses terres ont des valeurs 3 à 4 fois plus faibles. Le facteur R moyen le plus faible, avec des valeurs inférieures à 115 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}, a été estimé pour le Sahara occidental, la Libye et l'Égypte.

En Asie, le Moyen-Orient présente les valeurs d'érosivité les plus faibles, avec un facteur R annuel moyen inférieur à 220 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1} en Jordanie, en Arabie Saoudite, au Koweït, en Syrie, en Iran et en Irak. La Chine a une valeur moyenne de 1 600 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}, mais présente une forte variabilité avec une érosivité nulle dans les zones arides du nord-ouest (désert de Taklamakan), et une érosivité extrême (> 15000) dans les zones côtières du sud-est. En plus, la partie sibérienne de la Fédération de Russie et l'ancienne Union des républiques socialistes soviétiques (Kazakhstan, Turkménistan et Ouzbékistan) ont des valeurs d'érosivité moyennes très faibles (<250 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}) en raison de leur climat continental. Au contraire, l'Asie du Sud-Est se situe presque entièrement dans la classe d'érosivité la plus élevée (>7 400 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}).

En Amérique du Sud, le Chili a le facteur R le plus faible avec une valeur annuelle moyenne de 1320 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}, suivi par l'Argentine (2232 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}). Les autres pays d'Amérique du Sud ont des valeurs d'érosivité moyennes élevées (>3700 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}), les plus élevées étant celles du Brésil, de la Colombie et de l'Équateur (>7 000 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}).

En Amérique du Nord et dans les Caraïbes, le facteur R moyen est de 1 409 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1} avec des valeurs très faibles au Canada et dans la partie nord des États-Unis, et des valeurs extrêmement élevées (>8000 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}) le long des pays du Golfe du Mexique et des Caraïbes. La carte de l'érosivité pour les États-Unis montre également des valeurs élevées le long du Golfe du Mexique et du sud de la Floride (>8 500 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}), tandis que des valeurs globalement faibles sont observées dans la région du Midwest (<690 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}) (Renard et al, 1997).

En Australie, le facteur R moyen est de 1535 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1} près de 1 767 MJ mm ha-1 h-1 an-1 estimés par Teng et al (2016). En termes de modèles spatiaux, Teng et al (2016) ont également trouvé des valeurs d'érosivité maximales le long des zones côtières du nord

et de l'est (>8000 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}), qui diminuent vers la région sud-centrale (<300 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}). En Nouvelle-Zélande, les valeurs d'érosivité élevées (>4000 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}) se produisent sur la côte ouest de l'île du Sud et diminuent vers l'est.

La valeur moyenne de l'érosivité pour l'Europe était de 488 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}, ce qui est très inférieur à celle estimée par Panagos et al (2015) pour l'Union européenne (722 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}). Cela est dû à l'inclusion de la Russie européenne, de l'Ukraine (422 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}) et du Belarus (365 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}), qui ont tous des valeurs faibles par rapport aux autres pays européens.

V.5 L'altitude et l'érosivité des précipitations

Lorsqu'il s'agit de l'érosivité des précipitations, il faut tenir compte de la formation des précipitations, de l'érosivité qui leur est associée et des caractéristiques topographiques liées aux précipitations d'une région. Le forçage de l'air dû aux obstacles topographiques est responsable des précipitations que de nombreuses régions reçoivent ainsi que de la création d'un effet d'ombre pluviométrique (Hewitt, 2004 ; Holden, 2005).

Les relations entre l'altitude et l'érosivité des précipitations ont déjà été largement étudiées (Mikhailova et al, 1997 ; Goovaerts, 1999 ; Mello et al, 2013 ; Sanchez-Moreno et al, 2014 ; Nearing et al, 2015). Diodato et Bellocchi (2007) ont développé, dans la région Méditerranéenne, des modèles statistiques, qui donnent une approximation de l'érosivité, basés sur la moyenne mensuelle des précipitations, l'altitude et la latitude. Ils ont conclu que le modèle qui utilisait les termes d'élévation fournissait un meilleur ajustement aux données d'érosivité estimées que le modèle qui ne tient pas compte le facteur d'élévation.

En Algérie septentrionale, Meddi et al (2016) ont introduit une étude de cartographie sur la variabilité spatio-temporelle de l'érosivité des précipitations, les modèles utilisés pour estimer l'érosivité ont basé sur l'altitude, la longitude et d'autres variables. Dans le bassin versant de la Macta, Bouderbala et al (2019) ont trouvé que la variabilité de l'érosivité dépend essentiellement de plusieurs paramètres, parmi ceux-ci, on trouve l'latitude.

V.6 Estimation de l'érosivité dans le bassin versant K'sob

V.6.1 Les données utilisées

L'examination de l'érosivité des précipitations dans le bassin K'sob, est basée sur les données pluviométriques et hydrométriques fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques ANRH.

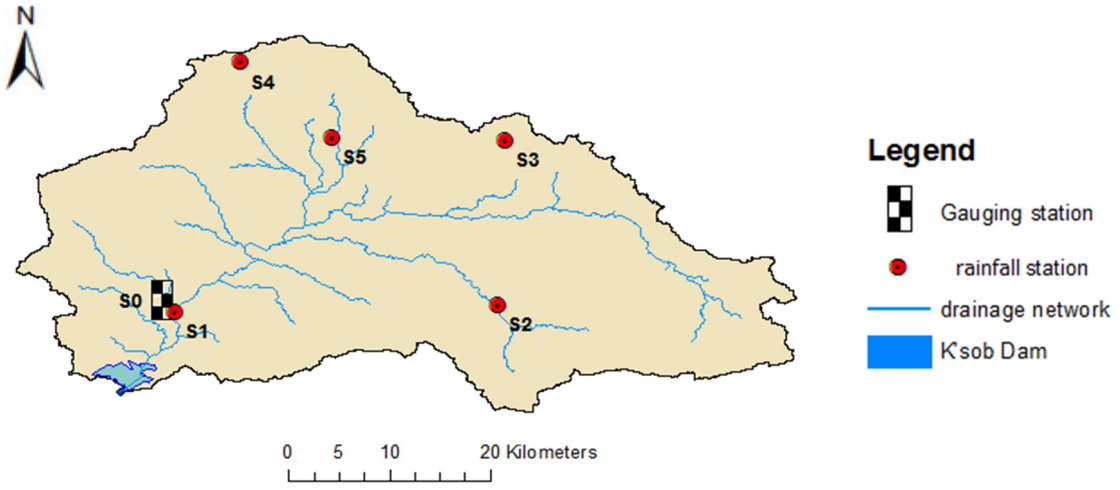


Figure V.3 Répartition des stations pluviométriques dans le bassin d'étude

Le nom, les coordonnées, l'altitude et la période et pas de mesure des stations sont présentés dans le tableau (Tableau V.3). Les hauteurs de pluies sont mesurées par le pluviomètre ou le pluviographe.

Tableau V.2 Récapitulatif des données utilisées et des stations associées

	N° St	Nom de la station de mesure	Latitude	Longitude	Altitude	Période	Résolution
Données pluviométriques	St1	Medjez	35°53'25.78"	4°037'9.27"	636 m	1973-1994	24h
	St2	Bordj Ghdir	35°54'31.36"	4°53'50.45"	1054 m	1973-1994	24h
	St3	Sidi Embarek	36°06'5.153"	4°54'31.52"	1021 m	1973-1994	24h
	St4	Medjana	36°07'44.51"	4°40'26.17"	1042 m	1973-1994	24h
	St5	Bordj Bouarreridj	35°59'24.23"	4°45'35.26"	922 m	2007-2015	15min
Données hydrométriques	St0	Medjez	35°53'25.78"	4°037'9.27"	636 m	1973-1992	Mesures Instantanées
						1973-1994	Débits moyens journaliers

En ce qui concerne les lacunes, les événements de pluies sont rares, et ce n'est pas tous les événements de pluies qui sont érosifs, en plus il n'y a beaucoup de lacunes, donc nous avons décidé de ne pas prendre en considération ces périodes lacunaires et que ça ne porte pas préjudice à l'étude

V.6.2 Estimation de l'indice d'érosivité R dans la station de référence St5

Comme on l'a mentionné à l'introduction de ce chapitre, l'estimation de l'indice de l'érosivité nécessite des données pluviométriques d'une résolution temporelle fine, au pas

d'une demi-heure ou moins. Cependant et de par le monde, de telles séries données sont souvent de courte durée, difficile à acquérir et dont le traitement est fastidieux puisqu'il nécessite le dépouillement des enregistrements à partir de pluviographes (Figure V.5) (Bertoni and Lombardi Neto, 1985). Devant ces difficultés, des solutions alternatives sont proposées et où l'indice R est expliqué par des données pluviométriques facilement accessibles et couvrantes de longues périodes. En ce sens, l'indice de Fournier, et l'indice de Fournier modifié ont été mis en relation avec l'indice de l'érosivité R. Autres relations sont basées sur l'indice R en fonction du cumul annuel, mensuels ou journaliers de la pluviométrie ou encore sur les cumuls mensuels de pluie pour calculer l'indice de l'érosivité.

Figure V.4 Station automatisée de mesure des données pluviométriques au pas de 15 min (Photo : Guesri, 2017)

En se basant sur les données pluviométriques (au pas de 15 min) de la station automatisé St5 (figure V.4), nous proposons des modèles statistiques alternatifs pour estimer l'érosivité dans le bassin à partir les données journalières, mensuelles et annuelles de pluies. Les meilleurs modèles seront appliqués sur -les pluies disponibles pour calculer l'érosivité dans le bassin étudié. La figure V.6 montre les étapes générales suivies pour estimer l'érosivité dans le bassin versant K'sob.

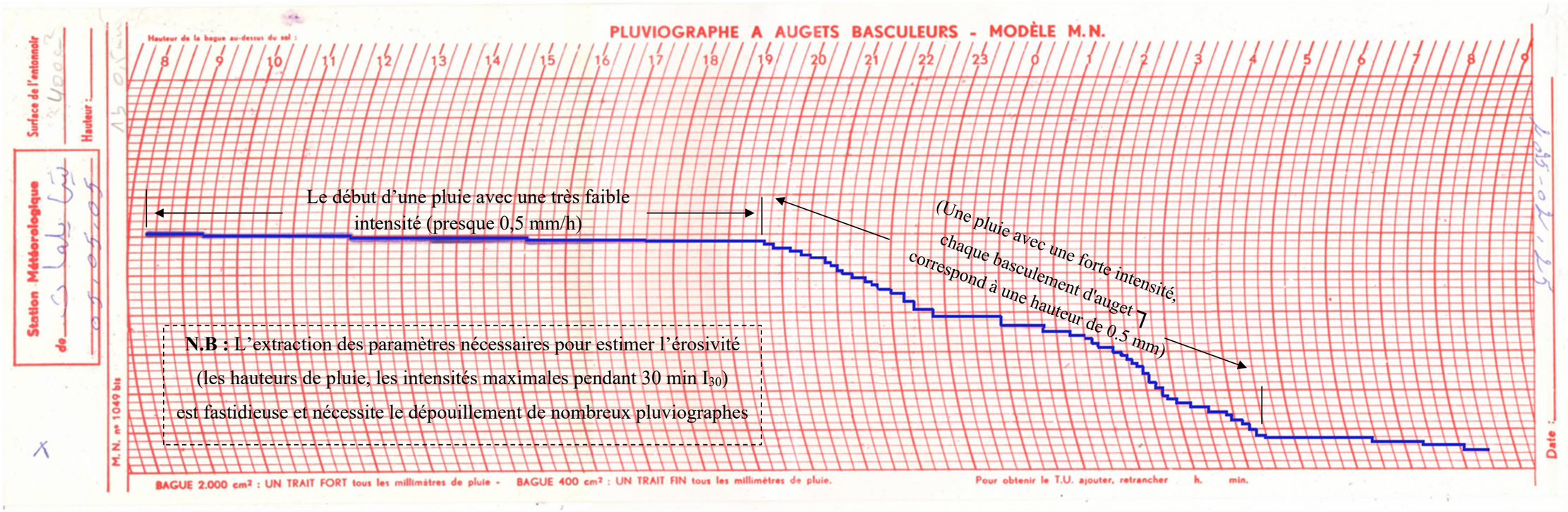


Figure V.5 Bande d'enregistrement du pluviographe de l'averse du 25.02.2015 enregistrée à la station de Beni Ilmane 05.05.05 (M'sila)

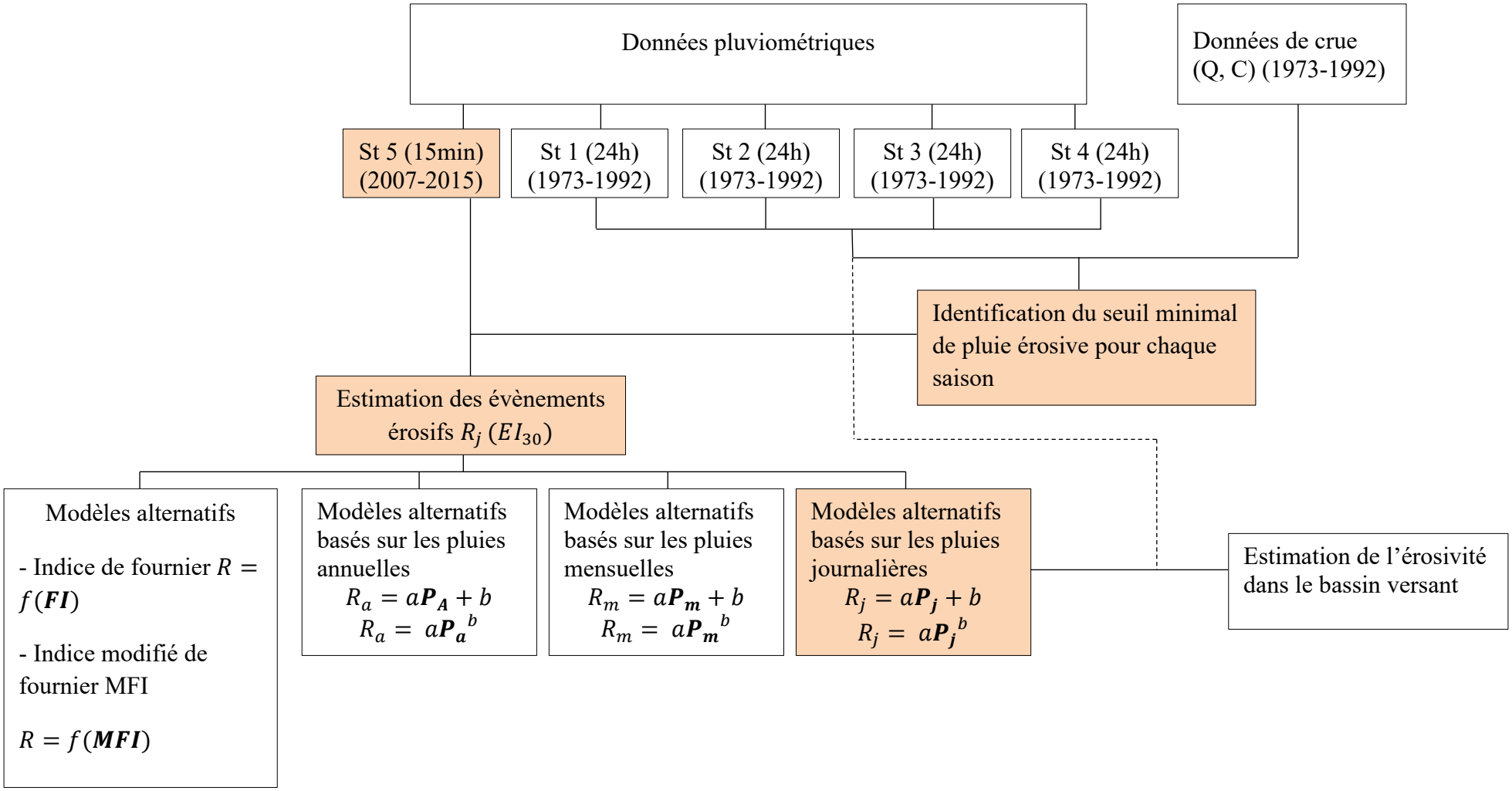


Figure V.6 Organigramme de l'estimation de l'érosivité dans le bassin K'sob

V.6.2.1 Seuil de la pluie efficace érosive :

La sélection d'un évènement de pluie érosif dépend du seuil minimal de pluie permettant une production de sédiments (Smith et Wischmeier 1978). En se basant sur des essais menés sur des parcelles de terrain à petite échelle, Wischmeier et Smith (1965) ont considéré une pluie érosive, toute une pluie pouvant produire des sédiments.

Wischmeier et Smith (1978), trouvent qu'un évènement de pluie est érosif, i.e., que la pluie est efficace en termes de production de sédiment si : (i) la pluie cumulée dépasse le seuil T=12,7mm, sans que le cumul ne soit inférieur à 6,35 mm pendant 06 heures ; ou bien si (ii) la pluie cumule plus de T/2=6,35 mm en 15 min. Les versions révisées de l'équation universelle de la perte en sol (RUSLE, RUSLE2), ont présenté des nouvelles conditions (Tableau V.1)

Les travaux dédiés à la dégradation des sols, montrent que le flux des sédiments drainés à l'exutoire de bassins versants est étroitement lié à l'érosivité des pluies (e.g. Hicks et al. 2000 ; Lal 2001) et que le seuil 12.7 mm présenté par Wischmeier et Smith (1978) est souvent excessif (e.g. Bollinne 1978 ; Yin et al. 2017). Denis et al (2013) ont adopté un seuil de précipitations érosives de 2,5 mm pour une région semi-aride en Inde. Mannaerts et Gabriels (2000) retiennent un seuil de 9 mm pour caractériser les pluies érosives au Cap-Vert et Xie et al (2016) estiment le seuil à 9.7mm pour la chine. Selon McGregor et al (1995) et Xie and Liu (2002), la baisse du seuil de pluies érosives génère un accroissement insignifiant dans la quantification de la production des sédiments.

De ce fait, un seuil minimal est établi pour chaque saison. Par ailleurs, et vu le caractère local des pluies qui caractérisent la région d'étude, le seuil choisi, correspond à la pluie journalière minimale mesurées aux stations (St1, St2, St3 et St4) et qui précède une crue productive de sédiments de moins de deux ou trois jours. La hauteur minimale de pluies érosives d'une saison est identifiée comme le seuil de pluies érosives, T, de la saison considérée

Suivant les saisons, quatre seuils de la pluie érosive efficace ont été déterminés :

$T_{autumne}$=3mm, T_{hiver} =6 mm, $T_{printemps}$ =2,5 mm et $T_{été}$ =2 mm respectifs aux saisons : Automne, hiver, printemps et été. Les seuils identifiés sont comparés à l'intensité moyenne saisonnière des pluies calculée par l'équation :

$$I = \frac{4}{n}\sum_{i=1}^{n} P_i \qquad (V.1)$$

Où : n est le nombre total d'évènements pluvieux par saison et P_i les hauteurs de pluie aux pas de temps de 15min.

L'évolution suivant les saisons montre une tendance négative (Figure V.7). La susceptibilité des sols à l'érosion est minime en hiver, puisque l'intensité moyenne des pluies est faible et le détachement des particules du sol nécessite un seuil élevé de pluies. Contrairement à cela, en été et à moindre importance l'automne, les sols sont les plus susceptibles à l'érosion et les pluies sont les plus intenses.

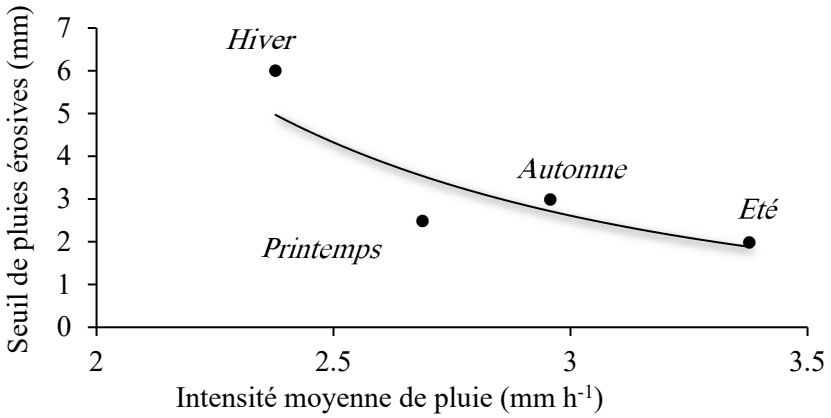


Figure V.7 Evolution saisonnière du seuil de pluies érosives en fonction de l'intensité moyenne des pluies

L'analyse des intensités de pluies en fonction des crues productives de sédiments transportés par l'Oued K'sob a permis de distinguer différents seuils de pluies érosives pour les 4 saisons de l'année. Les seuils identifiés sont en concordance avec la nature des sols de la région d'étude et du climat semi-aride à influences continentales qui sévit sur les hauts plateaux du nord de l'Algérie. Durant l'été et l'automne, un faible seuil suffit car la susceptibilité des sols à l'érosion est élevée et les pluies sont intenses.

Durant la période hivernale ou printanière, un seuil plus élevé est nécessaire car les sols sont moins favorables à l'érosion et les pluies sont moins intenses.

Les seuils saisonniers identifiés pour l'Oued K'sob varient entre 2 et 6 mm. Ces valeurs sont faibles en comparaison aux seuils annuels proposés dans la littérature (e.g. Bollinne

1978 ; McGregor et al. 1995 ; Mannaerts and Gabriels 2000 ; Xie et al. 2016 ; Yin et al. 2017) ou encore au seuil de 12.7 mm établis par Wischmeier et Smith (1978).

V.6.2.2 L'érosivité d'un événement de pluie EI_{30}

D'après les critères de Wischmeier et Smith (1978), l'indice de l'érosivité R (en MJ mm ha^{-1} $D_p^{-1)}$ est donné par la formule suivante :

$$R = \frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n}\left(R_{D_p}\right)_j \qquad (V.2)$$

Où : n est le nombre d'années.

L'érosivité R_{D_p} correspondante à une période particulière, D_p, (jour, mois, saison ou année) est donnée par :

$$R_{D_p} = \sum_{k=1}^{m_j}(EI_{30})_k \qquad (V.3)$$

Où : m_j est le nombre d'événements érosifs durant la période D_p.

L'érosivité d'un événement de pluie qui dure un temps r, est estimé par, EI_{30}, le produit de l'énergie de la pluie, $E = e_r v_r$, que multiplie l'intensité maximale pendant une durée de 30 minutes, I_{30} en mm/h.

Où : e_r est l'énergie unitaire des pluies (MJ ha^{-1} mm^{-1}) et v_r le volume de pluie érosive (mm).

L'énergie unitaire e_r :

Ce paramètre mesure l'énergie nécessaire pour briser les agrégats du sol (l'effet Splash) et les transporter ensuite avec par le ruissellement. L'énergie cinétique des précipitations peut être calculée si l'on connaît la taille des gouttes de pluie et leur vitesse terminale (Wischmeier et Smith, 1958). La mesure de ce paramètre nécessite un disdromètre, qui c'est un appareil permettant de mesurer la distribution granulométrique des gouttes de pluie par l'analyse de leur énergie cinétique lors de leur impact. Cet appareil est utile en relation avec l'imagerie radar (Ellis et al, 2004).

Les équations empiriques existantes entre l'énergie cinétique et l'intensité des précipitations $e_r = f(i)$ ont montré des paramètres différents selon la localisation géographique et la technique de mesure (Tableau V.3).

Tableau V.3 Relations entre l'énergie cinétique $\boldsymbol{e_r}$ (J m^{-2} mm^{-1}) et l'intensité des précipitations $\boldsymbol{I}$ (mm h^{-1}) selon la région

Equation de l'énergie cinétique ($\boldsymbol{e_r}$ en J m^{-2} mm^{-1}, $\boldsymbol{I}$ en mm h^{-1})	Région	Référence
$e_r = 11.87 + 8.73 \log I$	Amérique du Nord	(Wischmeier et Smith, 1978)
$e_r = 8.95 + 8.44 \log I$	Europe	(Morgan et al, 1998)
$e_r = 9.81 + 11.25 \log I$	Italie centrale	(Zanchi et Torri, 1980)
$e_r = 9.81 + 10.60 \log I$	Japon (Okinawa)	(Morgan, 2001)
$e_r = 29.8 - (127/I)$	Zimbabwe	(Hudson, 1965)
$e_r = 35.9[1 - 0.56\exp(-0.034\ I)]$	Portugal	(Coutinho and Tomás, 1995)
$e_r = 29.0[1 - 0.6\ \exp(-0.04\ I)]$	Australie	(Rosewell, 1986)
$e_r = 36.8[1 - 0.69\exp(-0.038\ I)]$	Hong Kong	(Jayawardena and Rezaur, 2000)
$e_r = 28.3[1 - 0.52\exp(-0.042\ I)]$	/	(Van Dijk et al, 2002)
$e_r = 38.4[1 - 0.54\exp(-0.029\ I)]$	Espagne	(Cerro et al, 1998)
$e_r = 23.4\ I - 18$	Espagne	(Usón and Ramos, 2001)
$e_r = 34\ I - 190$	France	(Torres et al, 1992)
$e_r = 29.0[1 - 0.72\ \exp(-0.05\ I)]$	Amérique du Sud	(Brown et Foster, 1987)
$e_r = 29.0[1 - 0.72\ \exp(-0.082\ I)]$	États-Unis	(McGregor et al, 1995)
$e_r = 28.8[1 - 0.45\ \exp(-0.033\ I)]$	Panama	(McIsaac, 1990)
$e_r = I(8.95 + 8.44\ log_{10} I)$	États-Unis	(Brandt, 1990)
$e_r = 14.18(i)^{0.172}$	Japon	(Meshesha et al, 2016)

Vu la non disponibilité du disdromètre, on se limite par la formule standard de Brown et Foster (1987) qui est appliquée largement dans l'équation universel de perte en sol révisée, RUSLE (Renard et al., 1997) :

$$e_r = 0.29[1 - 0.72\exp(-0.05 i_r)] \qquad (V.4)$$

Où : i_r est l'intensité moyenne des pluies pendant un intervalle de temps (mm^{-1} h^{-1}) ;

Entre février 2007 et Mars 2015, environ de 281315 enregistrements de pluie (au pas de 15 min) ont été effectués au niveau de la station automatisée St5. En tenant compte les critères de Wischmeier et Smith (1978) cités précédemment, et des seuils saisonniers définis, la sélection des événements érosifs, est accomplie à l'aide d'un programme informatique (voir figure V.8), développé sur Excel VBA (Visual Basic pour Application). Ce dernier, est un langage de programmation intégré puissant et sophistiqué qui permet d'écrire des fonctions ou commandes dans une feuille de calcul Excel.

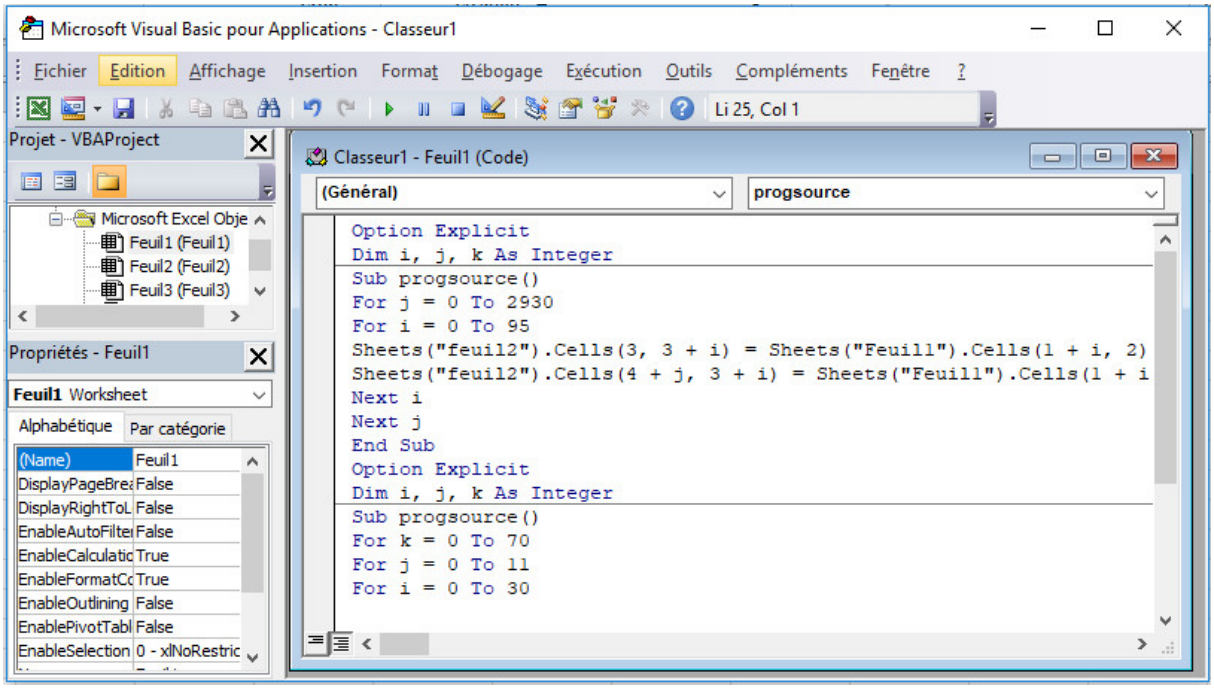


Figure V.8 Programme de classification des évènements érosifs selon le langage Visual Basic (VBA)

Ces fonctions ou commandes personnalisées peuvent aider à faciliter les tâches et ainsi, en utilisant Excel VBA, on peut manipuler tous les éléments d'un tableau, d'une feuille ou d'un classeur Excel. Cette extension est largement utilisée en hydrologie pour traiter et organiser les données (Hong-jiang, 2002 ; Yang et Niu, 2008 ; Posavec et al, 2017).

Le tableau suivant présente les valeurs annuelles de l'érosivité, estimées à la station St5 entre 2007 et 2015, l'indice de l'érosivité R qui est la moyenne de ces valeurs est de 232 MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}

Tableau V.4 Estimation de l'érosivité à la station St5 (2007/2015)

Année	2007-2008	2008-2009	2009-2010	2010-2011	2011-2012	2012-2013	2013-2014	2014-2015	**R**
(R_a) MJ mm ha^{-1} h^{-1} an^{-1}	300.00	317.82	280.74	189.22	112.52	230.00	224.90	203.96	**232**

V.6.3 Les méthodes alternatives du calcul de l'indice R

V.6.3.1 Indice de fournier

Fournier (1960) a effectué une analyse de régression entre la production des sédiments dans les rivières et plusieurs variables dépendant de la pluie. Il a trouvé une forte corrélation entre la perte en sol annuelle et le coefficient de distribution des précipitations ou, plus communément appelé indice Fournier :

$$F = \frac{P_m^2}{P}$$

Où : F est l'indice de Fournier, P_m est la pluie du mois le plus humide et P est la pluie annuelle totale. L'indice de fournier est devenu un outil pour décrire les degrés du risque érosif (Tableau V.5).

Tableau V.5 Échelle conceptuelle d'évaluation de l'indice de Fournier (Oduro-Afriyie, 1996)

Classe	Perte en sol (t/ha/an)	Indice de fournier	Risque d'érosion
1	< 5	< 20	Très faible
2	5 – 12	20 - 40	Faible
3	12 – 50	41 - 60	Modéré
4	50 – 100	61 - 80	Sévère
5	100 – 200	81 - 100	Très grave
6	> 200	> 200	Extrêmement grave

Dans le bassin versant d'étude, Oued K'sob, la relation qui relie l'indice de Wischmeier à l'indice de Fournier est assez faible, que ce soit pour le modèle de régression linéaire (R^2=0.09) ou pour le modèle puissance (R^2=0.05) (Figure V.9).

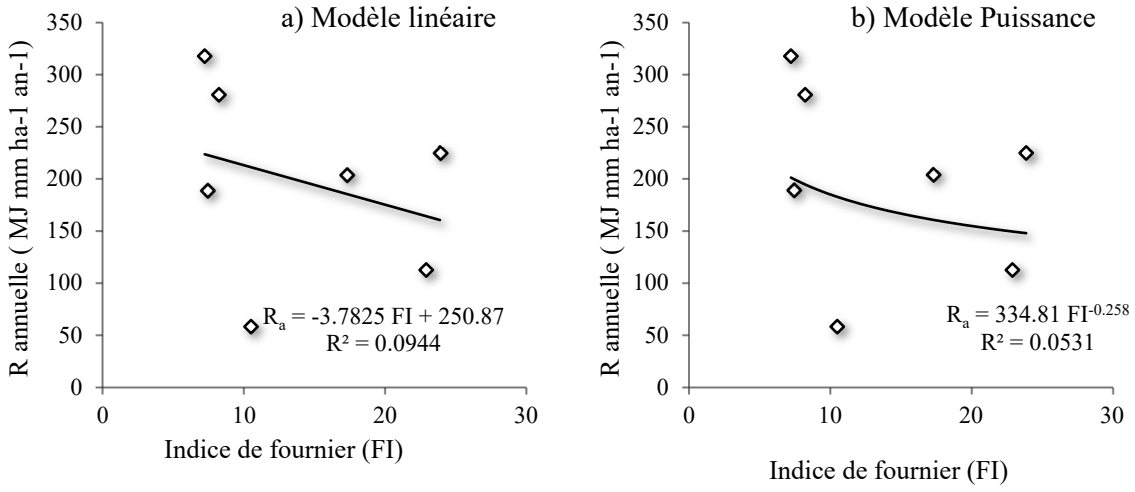


Figure V.9 Modèles R en fonction de l'indice de fournier dans le bassin versant K'sob

Cela confirme les résultats trouvés par (Arnoldus, 1977 ; Arnoldus, 1980 ; Meddi, 2013). Tandis que d'autres chercheurs ont pu obtenir des corrélations significatives et adopter l'indice de fournier comme une solution alternative dans l'estimation de l'érosivité (Tableau V.6)

Tableau V.6 Modèles R en fonction de l'indice de fournier $R = f(F)$

Equation de l'érosivité R (MJ mm ha^{-1} h^{-1} D_p^{-1})	Région	Référence
$R = 0.264\ F^{1.50}$	Maroc	(Arnoldus, 1977)
$R_m = 2.51\ F$	Espagne	(Hernando et Romana, 2015)
$R_m = 0.07397\ F^{1.847}$ (Si F<55mm)	/	(Renard et Freimund, 1994)
$R_m = 95.77 - 6.08\ F + 0.477F^2$ (Si F ≥ 55mm)		
$R_m = 3.76\ F + 42.77$	Brésil	(de Oliveira Junior et Medina, 1990)
$R_m = 36.849\ F^{1.0852}$	Brésil	(Morais et al, 1991)
$R_m = 42.31\ F + 69.76$	Brésil	(Silva, 2001)
$R_m = 12.592\ F^{0.603}$	Brésil	(Val et al, 1986)
$R_m = 68.73\ F^{0.841}$	Brésil	(Neto et Moldenhauer, 1992)

V.6.3.2 Indice modifié de fournier (Indice de Arnoldus)

En raison de la simplicité du calcul de l'indice de Fournier, Arnoldus (1977, 1980) a tenté de corréler cet indice avec les valeurs connues du facteur d'érosivité des précipitations pour 164 stations aux États-Unis et 14 stations en Afrique de l'Ouest. Le chercheur a montré que la corrélation entre l'indice de Fournier F et R est faible, donc les résultats n'ont pas été satisfaisants en raison du comportement différent de chaque indice. Alors que le facteur R inclut toutes les tempêtes érosives, l'indice Fournier ne tient compte que des tempêtes du mois où les pluies sont les plus élevées dans le dénominateur (Hernando et Romana, 2015). Ainsi, Arnoldus (1980) a proposé une modification de l'indice de Fournier dans laquelle les tempêtes qui se produisent en dehors du mois de précipitations maximales augmentent la valeur globale de l'indice, obtenant des coefficients de détermination sensiblement plus élevés ($r^2 > 0.80$) :

$$MFI = \sum_{i=1}^{12} \frac{P_i^2}{P}$$

Où : MFI est l'indice modifié de Fournier, P_i est la pluie mensuelle et p est la pluie annuelle totale. Colotti (2004) a indiqué que l'Organisation des Nations Unies pour

l'alimentation et l'agriculture (FAO) a utilisé l'indice Fournier modifié comme estimation de l'érosion selon l'équation générale suivante :

$$R = a.MFI + b$$

Où R est le facteur d'érosivité des précipitations, MFI est l'indice modifié de Fournier et a et b sont deux paramètres régionaux d'ajustement.

Ferro et al (1991) ont déclaré que l'indice F_F, qui représente la valeur moyenne de l'indice de Fournier modifié pour un intervalle de N années, est mieux corrélé avec le facteur R que les pluies annuelles moyennes et l'indice Fournier modifié (Hernando et Romana, 2015) :

$$F_F = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N}\left[\sum_{i=1}^{12}\frac{P_{i,j}^2}{P_j}\right] = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N} MFI_j$$

Où $P_{i,j}$ est la pluie (mm) du mois *i* de l'année j, P_j est la pluie annuelle (mm) de l'année *j*, et *N* est le nombre d'années considérées. Ferro et al (1999) ont également utilisé avec succès l'indice d'efficacité énergétique pour estimer le facteur R dans le sud de l'Italie et le sud-est de l'Australie. Le tableau suivant présente l'évaluation des risques érosifs en fonction de l'indice modifié de fournier.

Tableau V.7 Classes de l'indice modifié de fournier MFI (CEC, 1992)

Classe	MFI	Description
1	< 60	Très faible
2	60 – 90	Faible
3	90 – 120	Modéré
4	120 – 160	Fort
5	> 160	Très fort

Les tentatives ciblant l'estimation de l'indice de l'érosivité R en fonction de l'indice modifié de fournier, sont nombreuses, la tableau V.8 présente quelques exemples des modèles $R = f(MFI)$

Tableau V.8 Modèles de régression pour l'estimation du facteur d'érosivité $R = f(MFI)$

Equation de l'érosivité R (MJ mm ha^{-1} h^{-1} D_p^{-1})	Région	Référence
$R = 4.46\ MFI^{-79.30}$ $R = 0.81\ MFI^{1.13} X^{0.14}$ $R = 0.47\ MFI^{0.49} X^{0.12} Z^{-0.05} {P_j}_{max}^{0.99}$ X et Z : coordonnées de la station	Algérie	(Meddi et al, 2016)

$R = 0.297\ MFI^{1.93}$	Iraq	(Hussein, 1986)
$R_m = 1.05\ MFI$	Italie	(Hernando et Romana, 2015)
$R_m = 0.264\ MFI^{1.50}$	Maroc	(Arnoldus, 1977)
$R = 168.42 + 3.27\ MFI$	Belgique	(Roose, 1977)
$R = 14.485{+}0.602\ MFI$	Allemagne	(DVWK, 1990)
$R = 42.307\ MFI + 69.763$	Brésil (Est)	(Da Silva, 2004)
$R = -36.46 + 1.84MFI - 0.158P$	Italie	(Ferro et al, 1991)
$R_a = 0.3589MFI^{1.9462}$	Chine	(Zhang and Fu, 2003)

La Figure V.10 montre la relation entre l'indice modifié de fournier MFI et l'indice de l'érosivité R dans le bassin versant K'sob. Selon le coefficient de détermination (R^2=0.34 pour la régression linéaire, R^2=0.27 pour le modèle puissance), la relation est relativement significative par rapport à la relation précédente $R = f(F)$, mais elle reste insuffisante pour remplacer l'indice de l'érosivité, donc on ne peut pas adopter, les indices FI et MFI comme une solution alternative dans le bassin Oued K'sob.

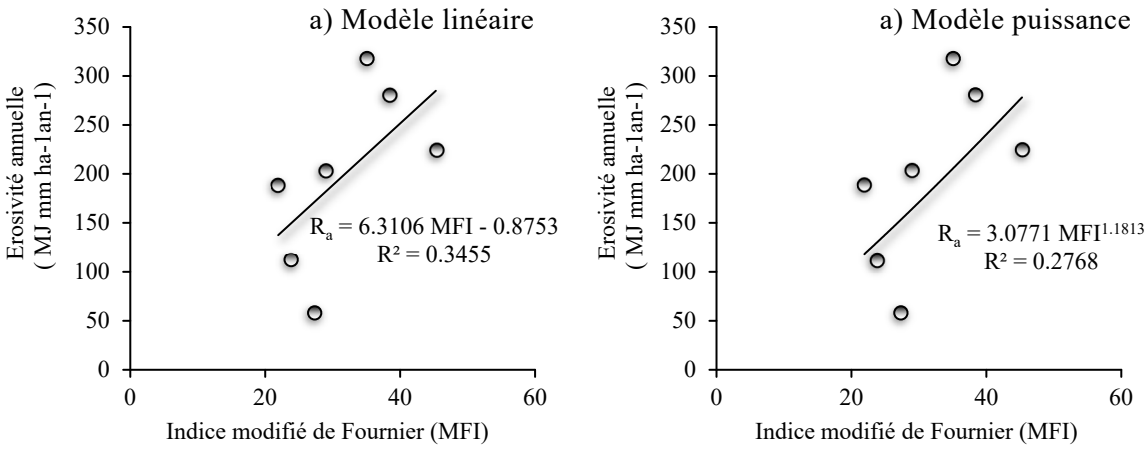


Figure V.10 Relations entre R et l'indice modifié de fournier MFI

V.6.3.3 Modèles R en fonction des pluies journalières

De nombreuses corrélations ont été menées pour explique R en fonction de paramètres disponibles et plus simple à calculer. Richardson et al (1983) est le 1er qui a suggéré un modèle exponentiel liant l'érosivité d'un évènement à la pluie journalière :

$$R_{24h} = a\ P^b + \varepsilon,$$

Où *a* et *b* sont des paramètres empiriques et ε l'erreur normale aléatoire distribuée.

Ce modèle est repris par plusieurs auteurs (Ávila et Ávila 2015 ; Capolongo et al. 2008 ; Elangovan et Seetharaman 2011 ; Karami et al. 2012 ; Mannaerts et Gabriels 2000 ; Nigussie et al. 2014 ; Sanchez-Moreno et al. 2014). D'autres chercheurs ont proposé des modèles linéaires (Ali 2015 ; Lee et Lin. 2015 ; Pauwelyn et al. 1988). Yu and Rosewell (1996) ont modifié le modèle de Richardson et al (1983) en introduisant des fonctions périodiques. Petkovšek et Mikoš (2004) ont appliqué ce modèle pour estimer l'érosivité dans le sud-ouest de la Slovénie. Angulo-Martínez et Beguería (2009) et Xie et al (2016) ont comparé les différents types des modèles qui se basent sur les pluies journalières, en démontrant les avantages et les inconvénients de chaque méthode.

Au Maghreb, Heusch (1971) propose un modèle en fonction de la pluie journalière maximale : $R = 143 \log\left(P_{an.moy}.P_{*24h}^{2}.10^{-6}\right) + 89.7$

où P est la pluie annuelle. Meddi et al (2016) a introduit pour l'Algérie des modèles similaires en se basant sur les pluies journalières maximales. Choukri et al (2016) ont proposé des modèles journaliers établis pour chaque mois. Quelques autres exemples des modèles, $R = f(P_{24})$ sont montrés dans le tableau suivant :

Tableau V.9 : Modèles de régression pour l'estimation du facteur d'érosivité $R = f(P_{24})$

Equation de l'érosivité R (MJ mm ha^{-1} h^{-1} D$_p^{-1}$)	Région	Référence
$R_{24h} = a\,P^{b} + \varepsilon$	Etats-Unis	(Richardson et al, 1983)
$R = 143 \log\left(P_{an.moy}.P_{*24h}^{2}.10^{-6}\right) + 89.7$ P_{*24h}^{2} : pluie journalière maximales pour une période de retour de 20 ans (mm)	Maroc	(Heusch, 1970)
$R_{24h} = 0.87 - 0.037P + 0.016P^{2}$	Nord du Maroc	(Pepin et Hammouda, 2012)
$R_{24h} = 0.03\,P^{1.288}$	Algérie du nord	(Touaibia et al, 2000)
$R = 0.32\,P_{an}{}^{0.51}\,P_{j\,max}{}^{0.96}$	Algérie	(Meddi et al, 2016)
$R_{24h} = 9.10^{-4}[P\,(9 + 3.\cos\left(2\pi\left(\frac{J - 3\sqrt{P}}{365}\right) + 3\right))]$	Sud de l'Italie	(Capolongo et al, 2008)
$R_{24h} = 0.533P + 3.1$	Inde	(Babu et al, 1969)
$R_{24h} = 0.569P^{1.702} + \varepsilon$	Inde	(Ali, 2015)
$R_{24h} = 0.23P^{1.99}$	Colombie	(Ávila et Ávila, 2015)
$R_{24h} = 0.193P^{1.895}$	Inde	(Elangovan et Seetharaman, 2011)
$R_{24h} = 0.17P^{1.68}$	Iran	(Karami et al, 2012)
$R_{24h} = 0.0723\,P^{1.58}$	Cap-Vert	(Mannaerts et Gabriels, 2000)
$R_{24h} = 11.64\,P - 144.87$	Ethiopie	(Nigussie et al, 2014)

$R_{24h} = 2.08\ P^{1.87}$ si P<10mm ; $R_{24h} = 2.36\ P^{1.91}$ si P≥10mm ;	Zambie	(Pauwelyn et al, 1988)
$R_{24h} = 0.26\ P^{1.31}$	Cap-Vert	(Sanchez-Moreno et Mannaerts, 2014)
$R_{24h} = \alpha\ P^{1.7265}$ α =0,3937 (la saison sèche) ; α =0,3101 (la saison humide)	Chine	(Xie et al, 2016)
$R_{24} = 19.14\ P$ $R_{24h} = 0.50\ P^{1.66}$	Sud de Taïwan	(Lee et Lin, 2015)

Dans le bassin versant K'sob, la mesure haute-fréquence de la pluie à la station St5 a permis de constituer une base de données journalières associant l'érosivité un évènement ($R_{j=}EI_{30}$) avec une pluie journalière P_{24h} sur l'ensemble de la chronique de 7ans (2007-2015). Cette base a été utilisée pour caler un modèle de prédiction de l'érosivité journalière sous la forme des relations linéaires et puissance. L'évolution de ces deux paramètres est présentée pour les différentes échelles temporelles (Figure V.11,12,13).

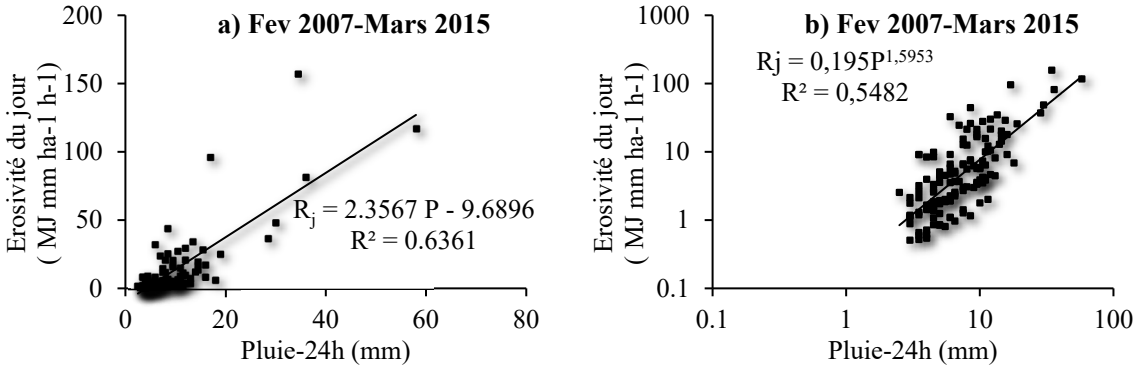


Figure V.11 : Evolution de l'érosivité des pluies en fonction de la pluviométrie journalière à l'échelle interannuelle : a) modèle linéaire b) modèle puissance

Au regard des coefficients de détermination, la relation est significative aux échelles saisonnières. En effet, pour le modèle puissance, entre 68 et 78% de la variance de l'érosivité des pluies est expliquée par la pluviométrie journalière donnant lieu à l'événement pluvieux érosif. Pendant qu'on trouve des pourcentages élevés pour le modèle linéaire (Entre 79% et 93%)

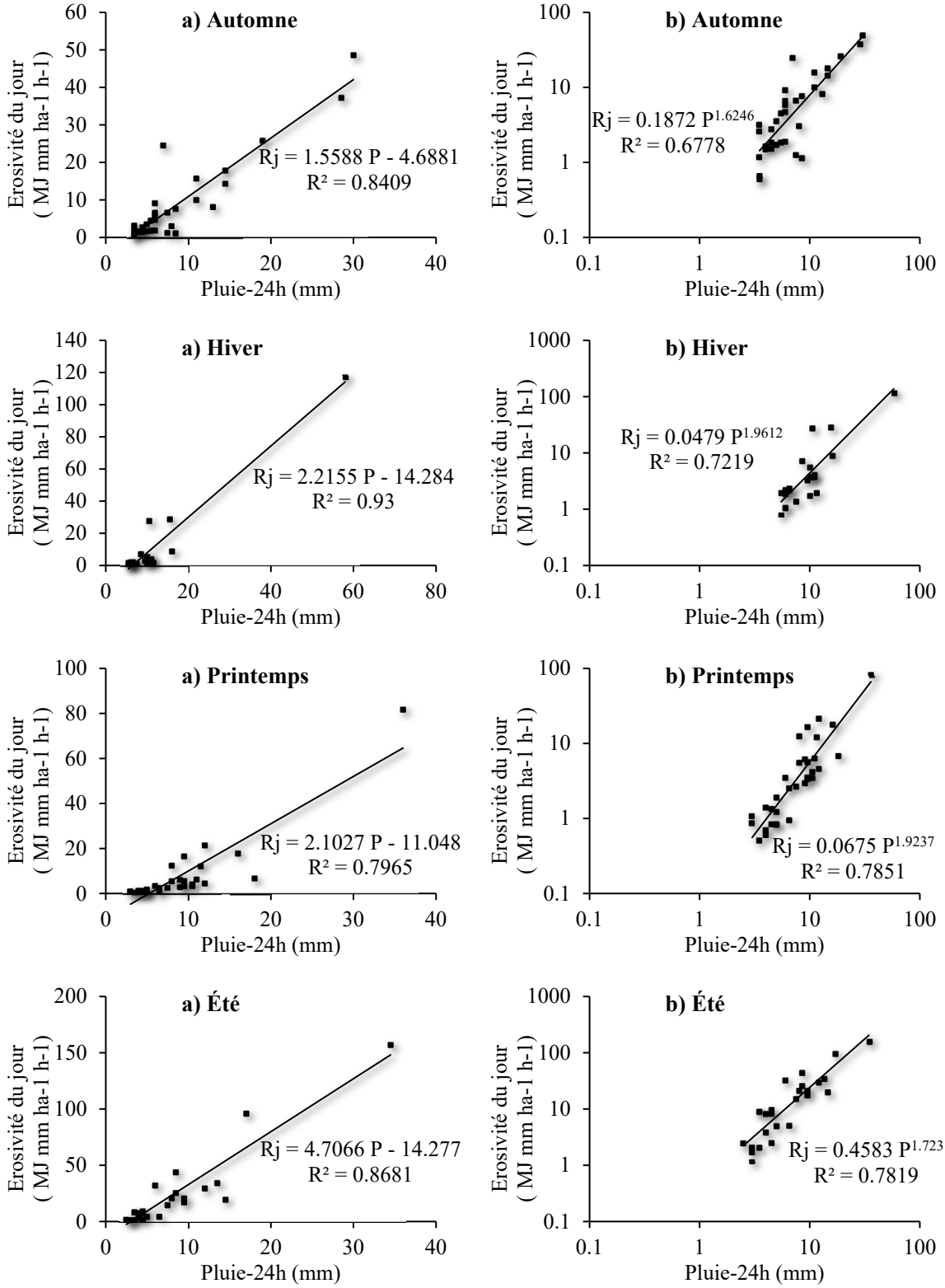


Figure V.12 : L'érosivité des pluies en fonction de la pluviométrie journalière à l'échelle saisonnière : a) modèle linéaire b) modèle puissance

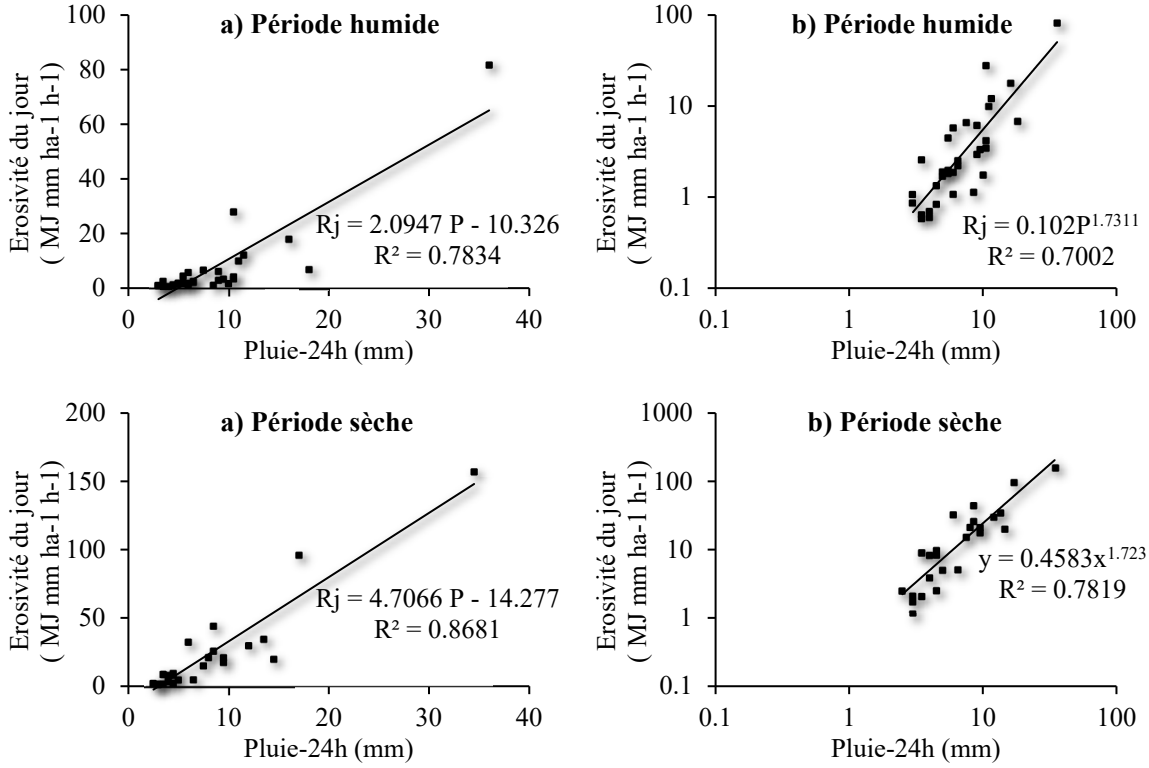


Figure V.13 : Modèles de régression $R = f(P_{24h})$ aux périodes, humides et sèches : a) modèle linéaire b) modèle puissance

V.6.3.4 Modèles R en fonction des pluies mensuelles

Le développent des modèles qui servent à estimer l'érosivité à partir des cumuls mensuels de pluie, était l'objet de nombreuses études. Le tableaux V.10 ci-dessous présente quelques modèles de la fonction $R = f(P_m)$ dans plusieurs régions de monde.

Tableau V.10 : Modèles de régression pour l'estimation du facteur d'érosivité $R = f(P_m)$

Equation de l'érosivité R (MJ mm ha^{-1} h^{-1} D_p^{-1})	Région	Référence
$Log\ R = 1.74.Log \sum_{i=1}^{12}\left(\frac{P_i^2}{P}\right) + 1.29$ P_i : Pluie mensuelle pour le mois i ; P : Pluie annuelle	Maroc	(Rango et Arnoldus,1987)
$R = \frac{1}{N}\sum_{m=1}^{12}(7.05\ P_{m10} - 88.92\ n_{10})$ P_{m10}: pluie mensuelle ≥10 mm ; n_{10}: nombre des jours de pluie P≥10mm pour chaque mois	Portugal	(deSantos Loureio et deAzevedo Coutinho, 2001)

$R = 10\ (-1.48 + 1.48\ P_s)$ P_s : Pluie moyenne en été (Mai-octobre)	Allemagne	(Rogler et Schwertmann, 1981)
$R_m = 0.33P^{1.28}$	Iran	(Karami et al, 2012)
$R_a = \sum_{i=1}^{12} 0.0199\ (P \geq 20mm)^{1.5682}$	Chine	(Huang et al, 1992)
$R_m = 0.66\ P_{moy} + 8.88$	Brésil	(Oliveira, 1988)
$R_m = 0.13{P_{moy}}^{1.24}$	Brésil	(Leprun, 1981)
$R_m = 19.55 + 4.2\ P_{moy}$	Brésil	(Rufino et al, 1993)
$R_m = 17.97\ P$	Sud de Taïwan	(Lee et Lin, 2015)
$R_m = 0.60\ P^{1.49}$		
$R_m = 0.125\ P^{1.629}$	Chine	(Wu, 1994)
$R_m = 3.046P - 26.398$	Chine	(Zhou et al, 1995)

Il convient de noter que l'érosivité mensuelle R_m d'un mois est égale à la somme des évenements erosifs R_j pendant ce mois. Entre Février 2007 et Mars 2015, l'équation de régression entre les pluies mensuelles et les valeurs mensuelles de l'érosivité montre un coefficient de détermination égal à 0,31 pour le modèle linéaire et 0.45 pour le modèle puissance (Figure V.14).

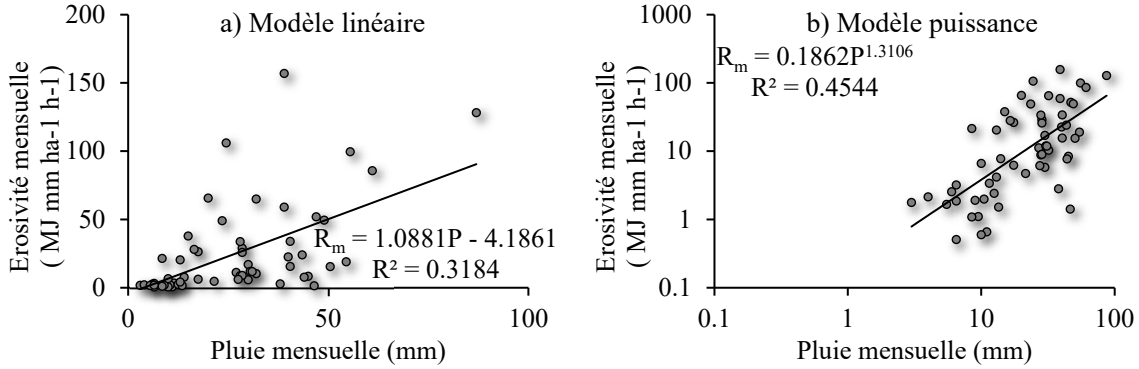


Figure V.14 : Modèles de régression $R = f(P_m)$ pour la période Février 2007- Mars2015

La qualité des modèles (linéaire et puissance) de la relation $R = f(P_m)$ s'est améliorée à l'échelle saisonnièrre et à l'échelle des périodes humides et sèches.

Pour le modèle liénaire: entre 38% et 71% de la variance de l'érosivité mensuelle est expliquée par les pluies mensuelle (Figure V.15,16).

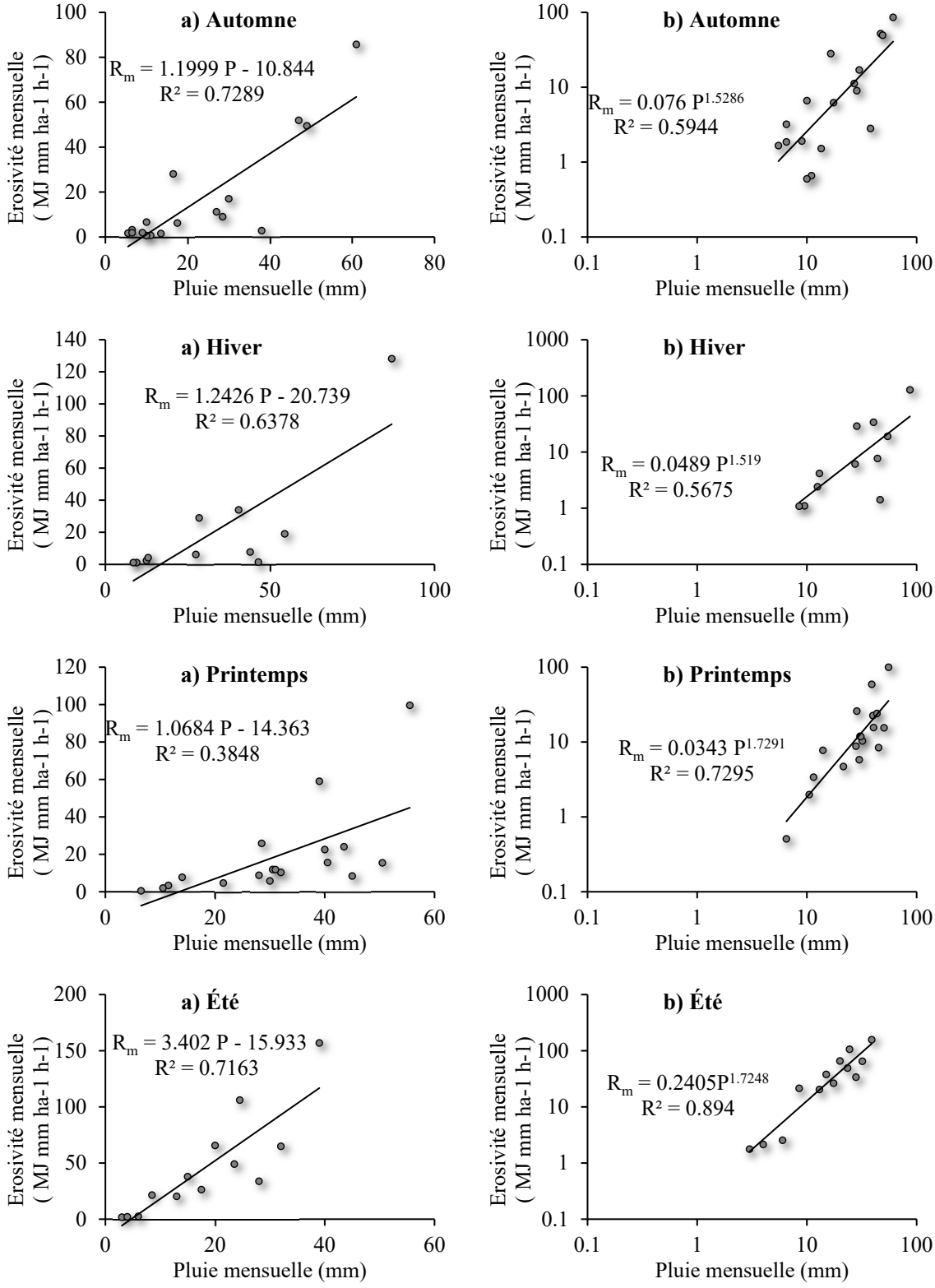


Figure V.15 : Modèles de régression $R = f(P_m)$ à l'échelle saisonnière

Le taux de la variance expliqué est plus élevé pour le modèle puissance que pour le modèle linéiare (entre 56% et 89%). Un des inconvéients des modèles mensuelles c'est qu'on ne peut pas savoir si un mois contient ou pas des pluies érosives.

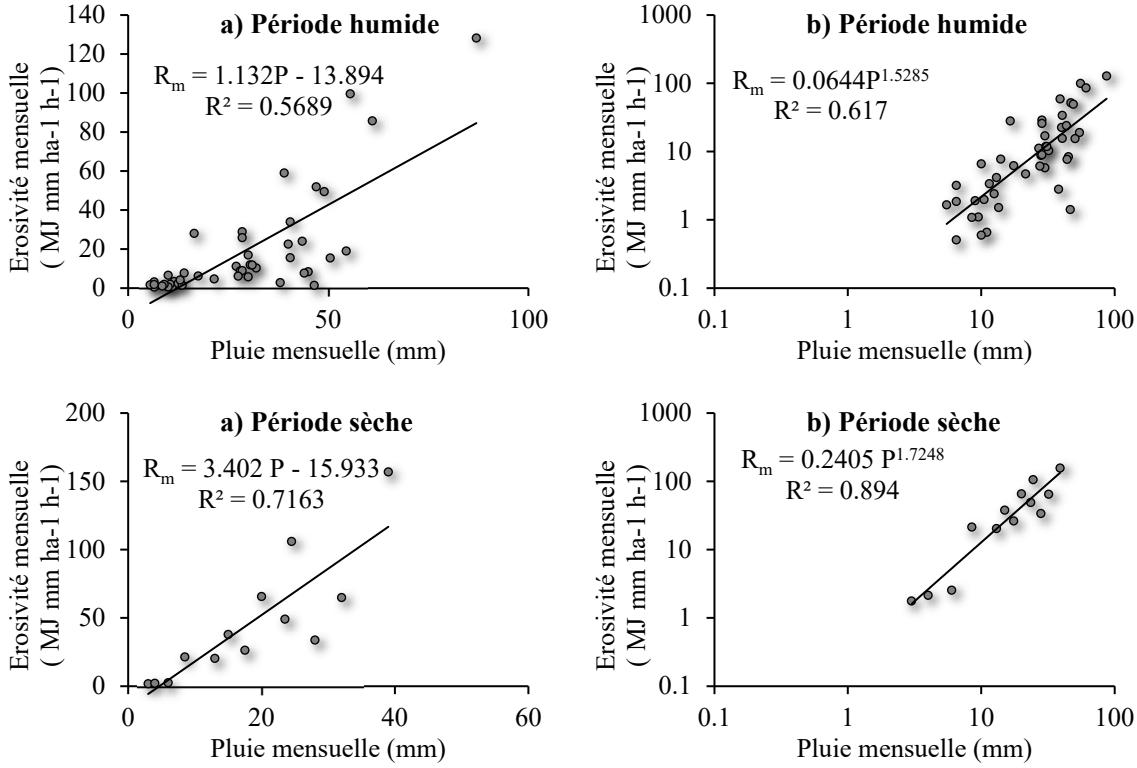


Figure V.16 : Modèles de régression $R = f(P_m)$ en fonction des périodes sèches et humides

V.6.3.5 Modèles R en fonction des pluies annuelles

Les données annuelles de pluies qui sont largement accessibles, ont été utilisées comme substitut de l'indice R. Les modèles qui relient la pluie annuelle à l'érosivité se caractérisent pas la simplicité de calcul, c'est-à-dire qu'on peut estimer directement l'érosivité annuelle sans évaluer l'érosivité journalière ou mensuelle (Tableau V.11).

Tableau V.11 : Modèles de régression en fonction des pluies annuelles $R = f(P_a)$

Equation de l'érosivité R (MJ mm ha^{-1} h^{-1} D$_p^{-1}$)	**Région**	**Référence**
$R = 0.72P^{-36.83}$	Algérie	(Meddi et al, 2016)
$R_a = 0.001P^{1.72}$	Algérie	(Touaibia et al, 2014)
$R_a = 0.35\ P(\pm 0.05)$ pour une région montagneuse $R_a = 0.6\ P(\pm 0.05)$ sur la frange côtière $R_a = 0.5\ P(\pm 0.05)$ pour les autres zones	Afrique de l'Ouest	(Roose, 1977)
$R = 0.21\ q^{-0.096}\ P^{2.3}\ NGP^{-2}$ q : l'altitude de la station ; P : pluie	Italie	(D'Asaro et Santoro, 1983)

annuelle moyenne ; NGP: Nombre annuelle moyenne des jours de pluie		
$R_a = 0.0483\ P^{1.610}$	États-Unis	(Renard et Freimund, 1994)
$R_a = 587.8 - 1.219P + 0.004105P^2$		
P<850 mm		
P≥850 mm		
$R_a = 0.5\ P$	Afrique centrale	(Roose, 1975)
$R_a = 0.15\ P$	Espagne	(Hernando et Romana, 2015)
$R = -12.98 + 0.0783\ P$	Allemagne	(Deumlich et al, 2006)
$R_a = 14.50\ P$	Sud de Taïwan	(Lee et Lin, 2015)
$R_a = 2.74\ P^{1.20}$		
$R = 2.28P - 8.838$	La Malaisie	(Morgan, 1974)
$R = (0.27\ P75)/100$	Etats Unis	(Foster et al, 1981)
$R = 9.17\ P^{0.20}$	/	(Cooper, 2011)
$R = 23.61\ e^{(0.0048\ P)}$	La Jordanie	(Eltaif et al, 2010)
$R = 0.0438\ P^{1.61}$	l'Australie	(Yu and Roswell, 1996)
$R = 29 + 0.363P$	Le Jharkhand	(Parveen and Kumar, 2012)
$R = 79 + 0.363P$	Inde	(Singh et al, 1981)
$R = 0.03\ P^{1.9}$	/	(Arnoldus, 1980)
$R_a = 0.028\ P^{1.534}$	Le Chili	(Bonilla et vidal, 2011)
$R = 0.028\ P_{moy}{}^{1.534}$		
$R = 3.48\ P + 38.46$	Hawaii	(Lo et al, 1985)
$R_a = 0.0534\ P^{1.6548}$	Chine	(Zhang et Fu, 2003)
$R = 0.0668\ P_{moy}^{1.6266}$		

La figure V.17 montre les résultats de la régression entre les valeurs annuelles de pluie et de l'érosivité. Le modèle linéaire a permis d'obtenir l'équation suivante :

$R_a = 1.1836\ P - 62.787$

L'équation obtenue pour le modèle puissance est la suivante :

$R_a = 0.0078 P^{1.86}$

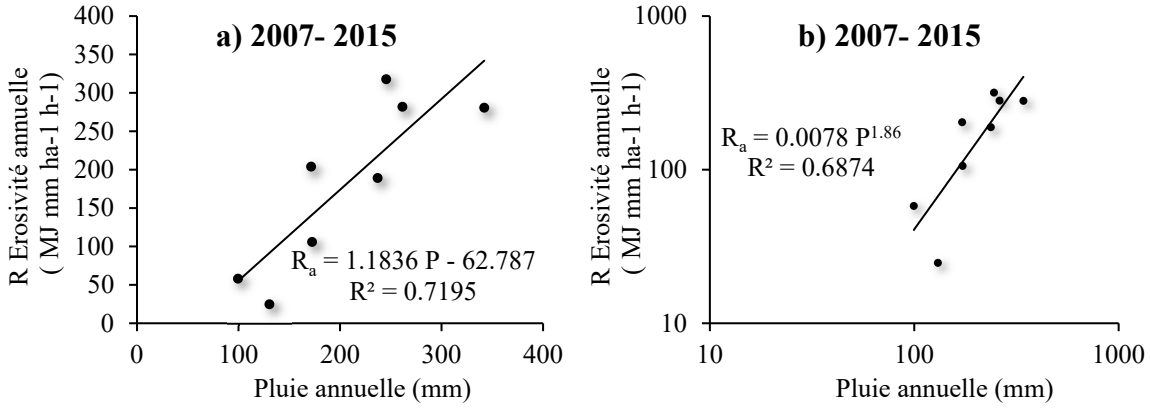


Figure V.17 : Modèles de régression en fonction des pluies annuelles $R = f(P_a)$

V.6.4 Variabilité spatio-temporelle des pluies et érosivités annuelles

Dans le but d'estimer l'érosivité dans les stations St1, St2, St3 et St4, nous avons basé sur les modèles journaliers qui sont les plus robustes (en se référant au coefficient de détermination) (Figure V.12). On préfère suivre le modèle puissance établi car le modèle linéaire est généralement guidé par les valeurs extrêmes (Saporta, 2006)

Les précipitations et les valeurs interannuelles de l'érosivité estimées aux stations pluviométriques (Medjaz (St1), Bordj Ghdir (St2), Sidi Embarek (St3) et Medjana (St4)) présentent une évolution temporelle irrégulière mais restent globalement similaires (Figure V.18).

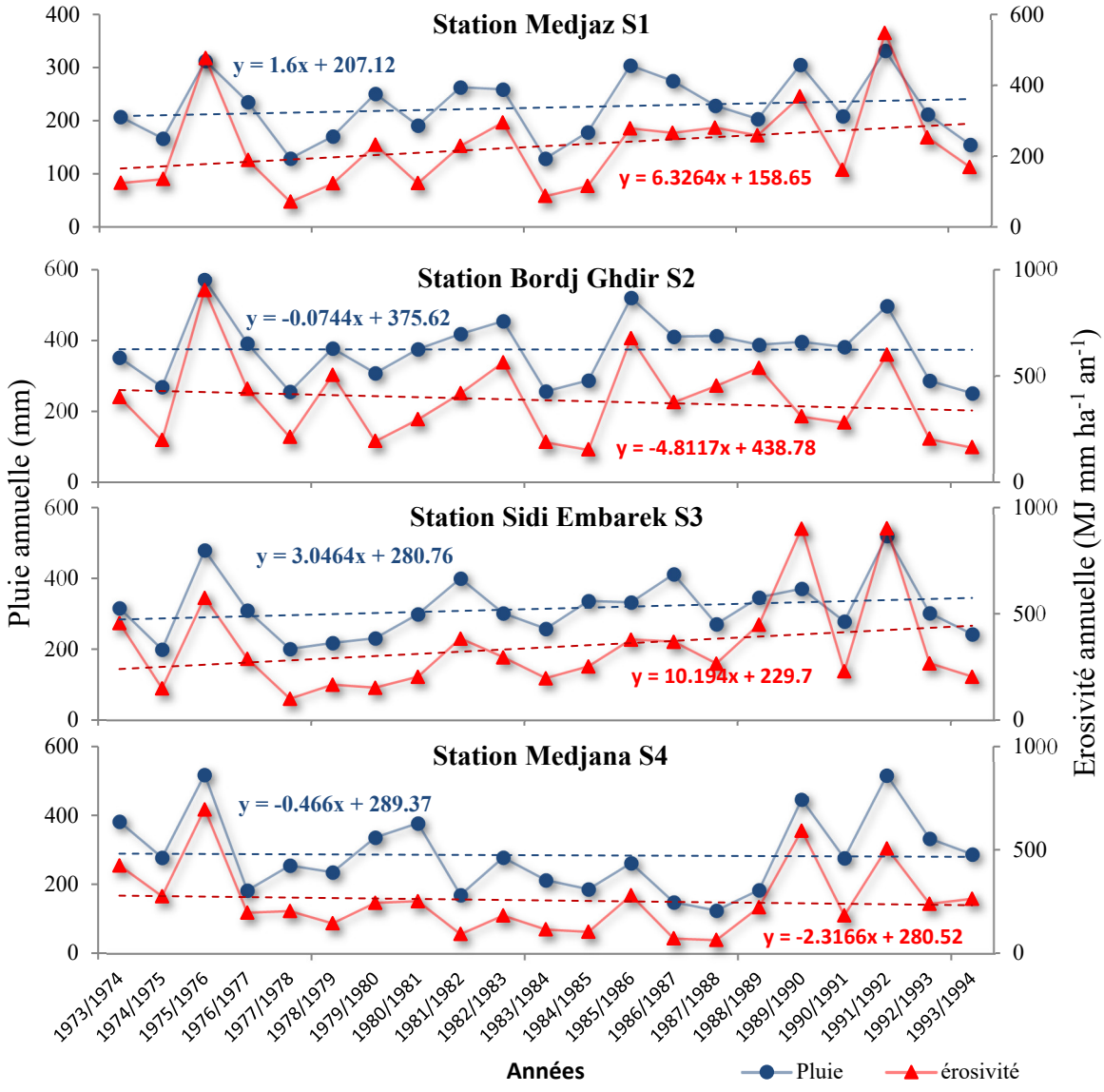
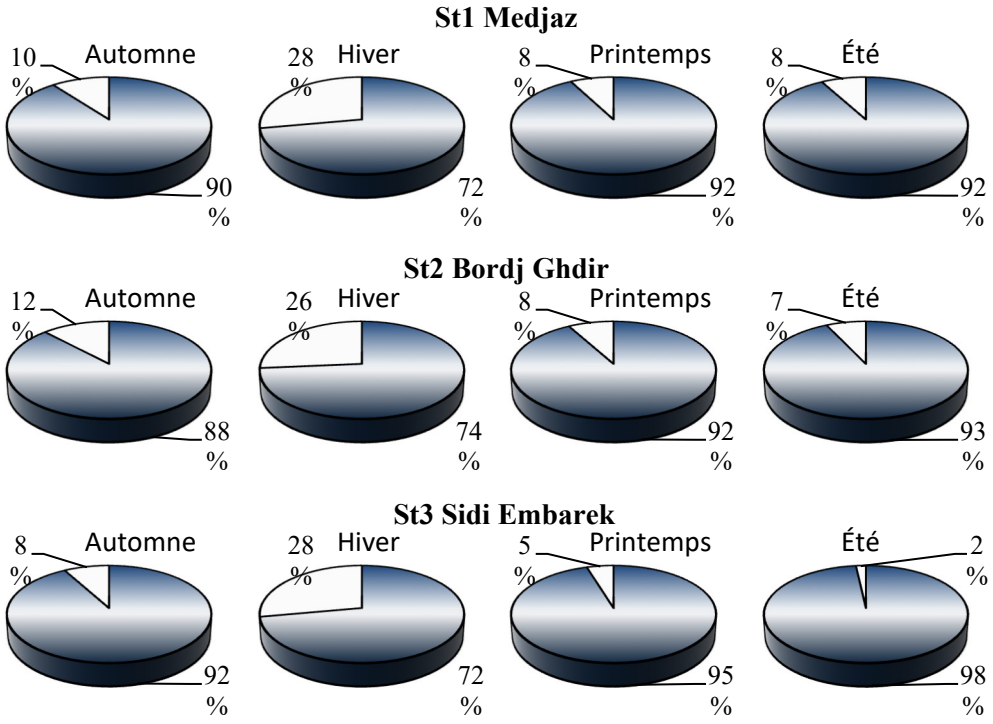


Figure V.18 Evolution interannuelle de l'érosivité et des précipitations aux 4 stations pluviométriques (1973-1994)

A l'échelle spatiale, la moyenne interannuelle des indices d'érosivité (228, 386, 342 et 255 MJ mm ha^{-1} h^{-1} y^{-1}) est similaire aux moyennes interannuelles des pluies (224, 374, 305 et 284 mm) estimées aux stations pluviométriques respectives. Cependant, aux stations, Medjaz St1 et Sidi Mebarek St3, la pluviométrie et l'érosivité présentent une tendance à la hausse. L'accroissement respectif moyen de la pluviométrie est de 1.6 et 3.1 mm/an, soit en valeur relative 0.71-1.41%. Ces accroissements restent modérés en comparaison de la hausse annuelle moyenne de l'érosivité estimée respectivement à 6.3 et 10.2 MJ mm ha^{-1} h^{-1} y^{-1}, soit un accroissement relatif de 2.8 et 3%. Pour les stations Bordj Ghdir St2 et Medjana St4, aucune tendance significative n'est observée à l'exception d'une légère de l'ordre de 1.2% pour l'érosivité à la St2.

A l'échelle interannuelle, l'érosivité et la pluviométrie présentent des fluctuations similaires. Des différences sont mises en évidence à l'échelle saisonnière au regard de la densité de l'érosivité estimée par le quotient de l'érosivité par la pluie (Panagos et al. 2016 ; Ballabio et al. 2017). Sur les 4 stations, St1, St2, St3 et St4, les densités les plus élevées sont enregistrées durant les saisons d'été et de printemps, où elles oscillent entre 89-98% (figure V.19). En automne et en hiver, elles fluctuent respectivement entre 87 et 94% et 66-74%.



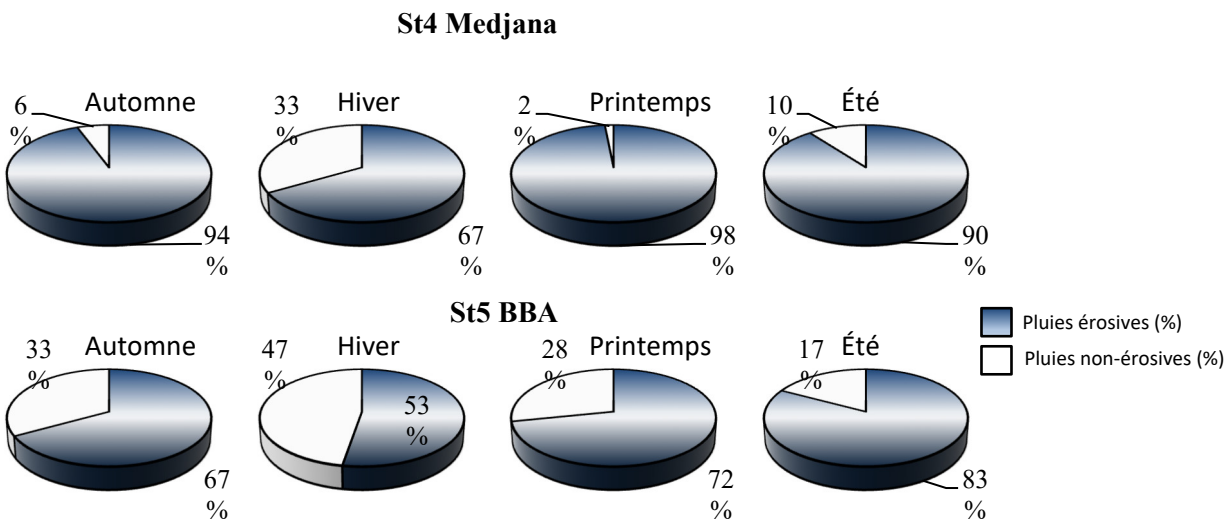


Figure V.19 Répartition spatiale et saisonnière de la densité d'érosivité des pluies (%).

Globalement la densité de l'érosivité reste élevée et semble être étroitement liée à l'intensité des pluies annuelles. La variabilité spatiale, l'indice de l'érosivité est principalement corrélé à l'abondance des pluies (Figure V.20) dont la densité de l'érosivité reste spatialement quasiment similaire (Figure V.19).

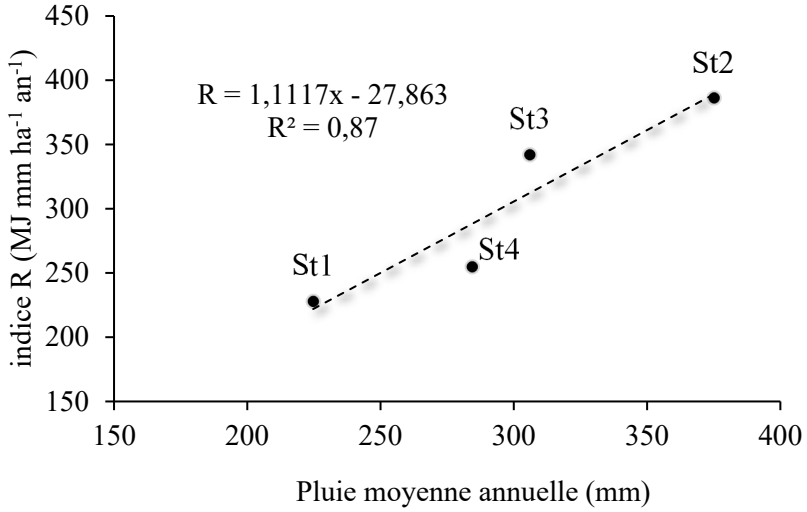


Figure V.20 Variation spatiale de l'indice d'érosivité en fonction de la pluie annuelle

Dans le bassin de l'Oued K'sob, la moyenne spatiale de l'érosivité annuelle varie entre 228 et 386 MJ mm ha^{-1} h^{-1} y^{-1}. L'indice de l'érosivité est de 302 MJ mm ha^{-1} h^{-1} y^{-1}. Sur le même bassin le modèle de Yu and Rosewell (1996), appliqué par Benkadja et al (2015), donne des estimations interannuelles 24 à 45% inférieur à celles établies dans cette étude (Table 4).

En comparaison des estimations de l'érosivité interannuelle du nord du Maghreb, les estimations effectuées dans cette étude sont dans la fourchette proposée pour le nord de l'Algérie par Meddi et al. (2016). Elles restent modérées par rapport à celles faites pour l'Oued Mina en Algérie (Benchettouh et al. 2017) et Boulabbouz en Tunisie (Kefi et Yoshino, 2010). Sinon, les travaux menés sur d'autres régions du Maghreb publient des estimations relativement faibles de l'érosivité des pluies (Tableau 4).

Tableau V.12 Exemple d'estimation de l'indice d'érosivité des précipitations dans le Maghreb

Pays	Bassin d'étude	R (MJ mm ha^{-1} h^{-1} y^{-1})	Auteur
Algérie	Nord d'Algérie	200-1000	Meddi et al. 2016
	Oued Mina	370-773	Benchettouh et al. 2017
	Bv Bouhamdane	160-240	Bouguerra et al, 2017
	Montures de Sebaa Chioukh	62-87	Meghraoui et al, 2017
	Bv de centre Aurès	47-192	Hassen et al, 2017
	Bv K'sob	125-292	Benkadja et al, 2015
	Oued El Maleh	72-109	Benselama et al, 2018
	Oued El-Ham	45-69	Djoukbala et al, 2018a
	Oued Gazouana	89-130	Djoukbala et al, 2018b
	Oued Sahouat	324-536	Toubal et al, 2018
	Soummam	44-140	Sahli et al, 2019
Maroc	Bv Kalaya	95-100	Issa et al, 2016
	Bv Ourika	55-100	Meliho et al, 2016
	BV de Tahaddart	33-46	Tahiri et al, 2017
Tunisie	BV Oued El Sourrag	33-38	Medhioub et al, 2017
	Bv Lebna	73-95	Gaubi et al, 2017
	Bv Boulabbouz	396	Kefi and Yoshino 2010

V.6.5 Validation du Modèle d'estimation de l'érosivité

Durant la période allant de février 2007 à mars 2015, les pluies aux pas de 15 minutes sont utilisées pour calculer l'érosivité annuelle R-RUSLE suivant l'approche établie dans l'équation universelle révisée de perte en sol 'RUSLE' (Renard et al. 1997). Les valeurs trouvées sont comparées à l'érosivité annuelle, R-Modèle, estimées par la présente étude et par d'autres modèles issus de la littérature et couramment utilisés.

Cette comparaison est introduite comme un critère pour apprécier la qualité des modèles à estimer l'érosivité annuelle des pluies. A cet effet, une régression simple linéaire est établie entre les points R-RUSLE et R-modèle (Figure V.21).

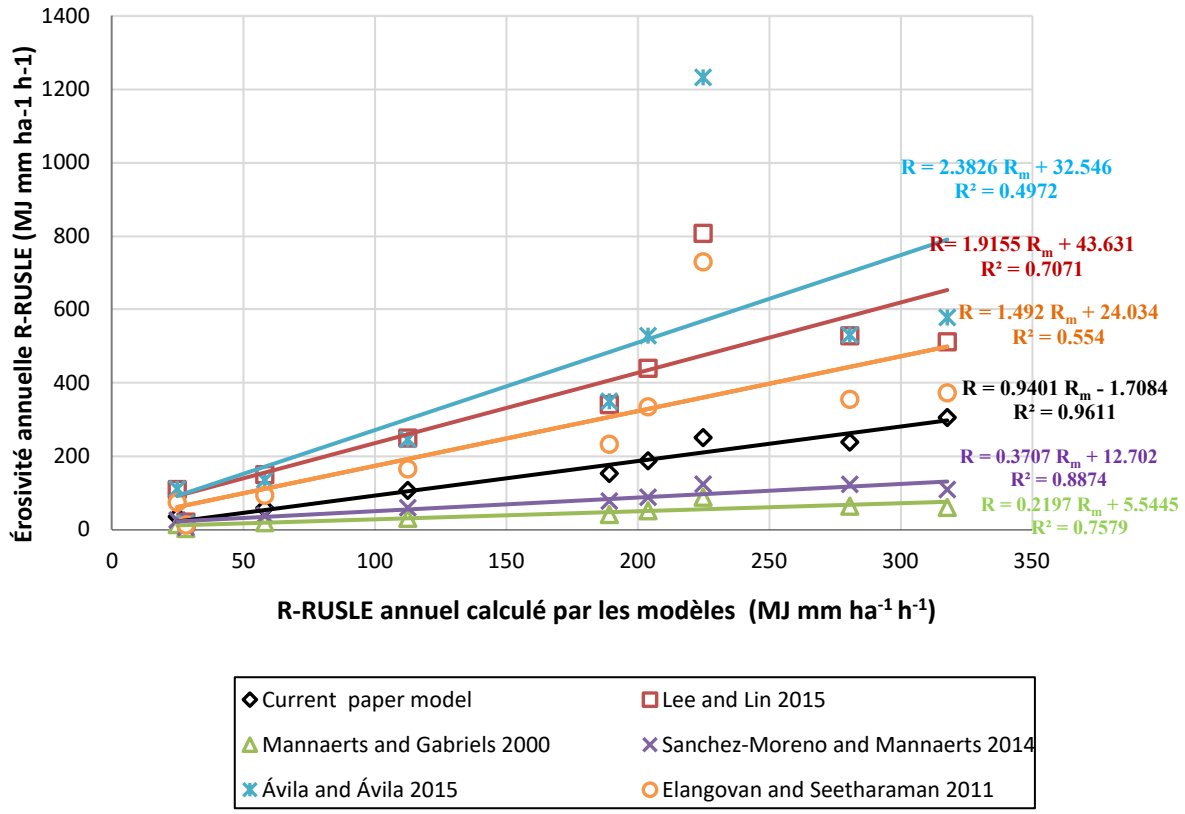


Figure V.21 Comparaison des valeurs estimées du facteur R-RUSLE à partir des modèles basés sur les pluies journalières

Un 'bon' modèle est celui qui donne une droite ayant une pente proche de 1 et un affixe proche de 0. Plus le coefficient de détermination est proche de 1 et plus est le nombre de points où l'estimation par le R-Modèle est en bonne adéquation avec l'estimation par le R-RUSLE.

Lorsque le coefficient de détermination est proche de 1, la pente de la droite de régression indique si le modèle sous-estime ou surestime l'érosivité R-RUSLE. A partir de ces critères, il apparaît clairement que le modèle proposé dans cette étude est celui qui montre le plus de performance à s'approcher des estimations de l'érosivité R-RUSLE avec une sous-estimation moyenne de l'ordre de 6%. Alors que les modèles établis par Ávila and Ávila (2015) et Elangovan and Seetharaman (2011) sous-estiment respectivement de 33 à 78% l'érosivité R-RUSLE. Les modèles proposés par Sanchez-Moreno and Mannaerts (2014), Mannaerts and Gabriels (2000) et Lee and Lin (2015) surestiment entre 49 et 138% l'érosivité R-RUSLE.

V.6.6 Erosivité moyenne dans le bassin versant K'sob

Afin d'estimer l'érosivité moyenne dans le bassin d'étude, nous avons utilisé la méthode des polygones de Thiessen (Figure V.22) (Ávila et Ávila, 2015 ; de Santos Loureio and de Azevedo Coutinho, 2001).

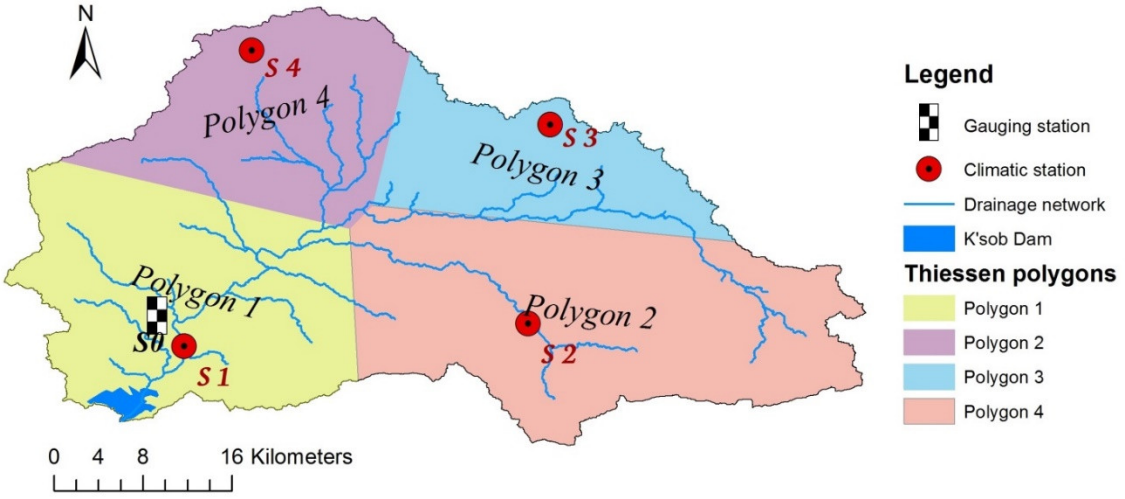


Figure V.22 Polygones de Thiessen et les stations pluviométriques associées

Où :

$$R_{moy} = \frac{\sum A_i R_i}{A}$$

Avec :

R_{moy} : Érosivité moyenne sur le bassin ;

R_i : Érosivité estimée à la station i ;

A_i : Superficie du polygone associée à la station i ;

A : Aire totale du bassin.

La moyenne de surface obtenue par la méthode de Thiessen donne des résultats raisonnables pour un réseau peu dense et irrégulièrement espacé. Alors que d'autres méthodes telles que la moyenne arithmétique ou la méthode isohyète nécessitent un réseau pluviométrique relativement dense et uniformément espacé (Bruce et Clark, 1966).

V.6.7 Relation de l'érosivité des précipitations avec la production des sédiments :

La liaison entre l'érosivité et la production des sédiments à l'exutoire du bassin versant est examiné dans l'intervalle (1973-1994) à l'échelle saisonnière. L'estimation des apports solides saisonniers est basée sur les données instantanées des débits liquides et de la

concentration mesurées au niveau de la station hydrométrique Medjez St0 qui se situe en amont du barrage K'sob (Voir chapitre IV)

A une échelle pluriannuelle, l'érosivité des événements pluvieux montre une tendance en puissance en fonction de la production des sédiments avec une dispersion assez remarquable autour de la courbe de régression (Figure V.23). Seulement 40% de la variation de la production des sédiments est expliquée par l'érosivité des pluies. La représentativité des modèles en puissance s'améliore nettement à l'échelle saisonnière.

En automne, 68% de la variance de production des sédiments est expliquée par l'érosivité des pluies, contre 58% en été, 53% en hiver et seulement 42% au printemps.

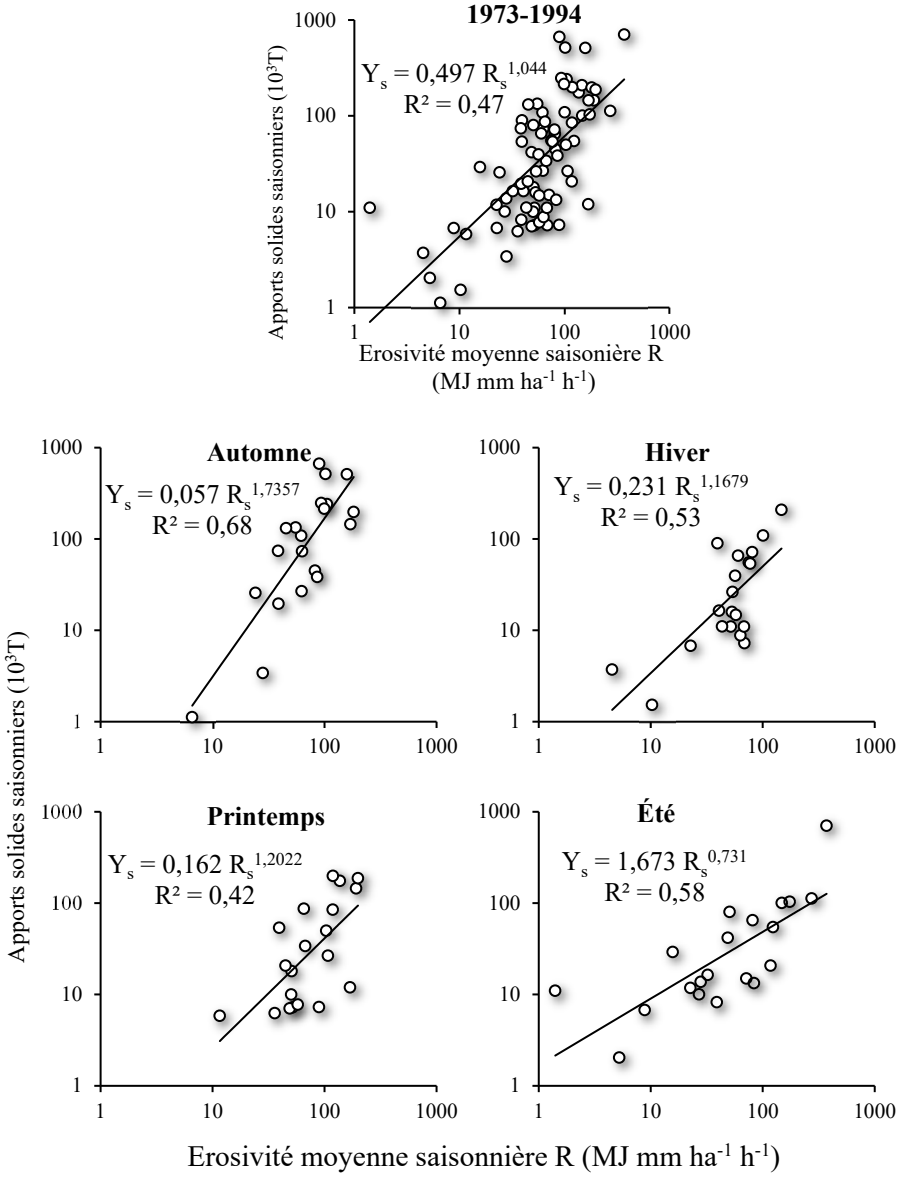


Figure V.23 Relation de l'érosivité des précipitations avec la production des sédiments

Ces pourcentages sont jugés très appréciables puisque la production des sédiments est conditionnée par de nombreux paramètres, autres que l'érosivité des pluies, comme la durée et la fréquence des pluies, la variation de la température, l'occupation du sol, les pratique culturale et les actions anthropiques (e.g. Walling and Fang 2003 ; Syvitski et al. 2005 ; Zhang and Nearing 2005 ; Walling 2006 ; Megnounif et al. 2013).

Les pourcentages les plus élevés correspondent aux saisons d'été et d'automne, où l'érosivité des pluies est importante sur les sols secs avec une faible couverture végétale (Scott et al. 2006). Au printemps, seulement 42% de la variance de la production des sédiments est expliquée par l'érosivité des pluies. En effet, durant cette période de l'année, le sol est souvent humide et couvert par la végétation, ce qui les protègent contre l'érosivité des pluies (Langbein and Schumm 1958 ; Seeger et al. 2004). D'autre part, ces pourcentages attestent que dans cette région, l'érosvité des pluies est le facteur déterminant dans la production des sédiments comme rapporté dans plusieurs études menées sur la* production des sédiments sous climat semiaride (e.g. Langbein and Schumm 1958 ; Scott 2006).

Conclusion

Ce chapitre présente l'étude de l'érosivité des précipitations dans le bassin de l'Oued K'sob (1480 km²). Dans cette région sévit un climat semi-aride à influence continentale. Des modèles sont élaborés pour estimer l'indice d'érosivité à partir de pluies journalières, mensuelles et annuelles. L'introduction dans le modèle de seuils de pluies érosives distincts pour chaque saison a permis de prendre en considération la variabilité intra-annuelle de la pluviométrie et les changements de l'état du sol. Les seuils de pluies érosives sont établis en fonction de la production des sédiments.

Durant les saisons d'été et d'automne, les pluies sont souvent intenses et la susceptibilité des particules du sol au détachement est élevée. Durant cette période de l'année, le seuil de pluies érosive est faible. Par contre les pluies hivernales sont en moyenne moins intense et nécessitent un seuil plus élevé pour provoquer le détachement des particules du sol.

Un modèle d'estimation de l'indice d'érosivité en fonction des pluies journalières est élaboré. L'étude révèle une similarité spatio-temporelle entre l'indice d'érosivité la pluviométrie. La relation est étroite durant les saisons d'été et d'automne où les pluies sont intenses. De même, l'étude montre que l'érosivité des pluies est le facteur déterminant

dans la production des sédiments avec un degré de liaison différent au cours de l'année. En automne, 68% de la variance de la production des sédiments est expliquée par l'érosivité de pluie, contre seulement 42% au printemps dû au changement de l'état du sol, notamment la présence d'une couverture végétale qui protège le sol contre l'érosivité des pluies.

CONCLUSION GENERALE

Le processus de production et de transfert des matières solides en suspension dans les bassins versants est complexe. Il est étroitement lié à l'intensité des précipitations, à la configuration du bassin versant et aux caractéristiques hydrauliques du cours d'eau. Parmi les facteurs contrôlant l'érosion du sol et la production des sédiments, l'érosivité des précipitations, appréciée par l'indice (*R*), a une importance primordiale. Elle est utilisée largement dans les différentes versions de l'équation universelle de la perte en sol pour évaluer l'impact énergétique d'une averse sur le sol. Cependant, l'estimation de ce facteur nécessite des données pluviométriques avec une haute résolution (Intensité maximale pendant 30min). Or, les données de bonne qualité et sur une longue période sont rares et difficiles à acquérir.

Cette thèse est une contribution dans la mesure de l'agressivité des pluies et ses conséquences sur la dégradation des sols et la genèse des sédiments susceptibles d'être transportés en suspension par les écoulements de surface en milieu semi-aride. L'étude est menée sur Oued K'sob (1480 km²), sous bassin de la Hodna situé au Nord-Est de l'Algérie entre l'Atlas saharien au sud et de l'Atlas Tellien au Nord.
Le bassin de Oued K'sob est de forme allongée avec un coefficient de compacité KG=1.35. Le relief est modéré avec un indice de pente global de 1.03 %. L'exposant climatique, établi à partir des courbe IDF, est de 0.75.

L'aboutissement de la thèse a permis de conclure les points suivants :

- L'analyse des pluies agressives, c'est-à-dire génératrices de crues transportant une charge sédimentaire, a montré une variabilité spatiale du seuil d'érosivité.
- En comparaison à 12.7 mm seuil d'érosivité établi par Wischmeir et utilisé dans les différentes versions de l'USLE, le seuils d'érosivité dans l'Oued Ksob sont faibles, ce qui met en évidence un processus d'érosivité typiquement élevé dans les régions semi-arides.
- En été les pluies au-delà de 2 mm sont généralement érosives, alors qu'elles ne le sont qu'à partir de 6 mm en hiver.

- La disponibilité de la mesure des précipitations au pas de 15 min recouvrant une période de 08 ans a permis la construction des modèles reliant l'énergie cinétique des pluies aux pluies journalières.
- Les modèles établis fournissent un moyen fiable de prédire l'érosivité à long terme en utilisant les mesures de pluies facilement accessibles.
- L'érosivité des pluies est le facteur déterminant dans la production des sédiments dans le bassin d'étude.

On recommande de

- Confirmer l'étude sur d'autres bassins limitrophes :
- Généraliser l'étude à un modèle régional permettant d'estimer l'érosivité des pluies aux pluies journalières couvrant la région d'étude.
- Élaborer d'autres modèles reliant l'érosivité à d'autres paramètres de pluies facilement accessibles et ou mesurables.
- Élaborer des outils d'aménagement des cours d'eau et bassins versants par l'ouverture de nouvelles voies de recherche dans l'estimation et la prévision des taux d'érosivité pour des périodes de retour données. Cela passera par exemple par :
    - Exploitation de nouveaux outils tel que les courbes IDF dans l'estimation et la prévision du taux d'érosivité des précipitations pour des temps d'intervalles de récurrences donnés.
    - Par l'intégration de nouvelles approches (autre que la régression) dans la modélisation, notamment les techniques de l'intelligence artificielle utilisées dans les modèles de prévision.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Achite, M., & Meddi, M. (2004). Estimation du transport solide dans le bassin-versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest algérien). *Science et changements planétaires / Sécheresse* *15*(4), 367-373.

Achite, M., & Meddi, M. (2005). Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin versant de l'oued Mina (nord-ouest algérien). *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, *18*, 37-56.

Achite, M., & Ouillon, S. (2007). Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973–1995). *Journal of hydrology*, *343*(3-4), 187-202.

Achite, M., Touaibia, B., & Ouillon, S. (2006). Erosion hydrique en Algérie du Nord: Ampleur, conséquences et Perspectives. In *14th International Soil Conservation Organization Conference. Water Management and Soil Conservation in Semi-Arid Environments. Marrakech, Morocco*.

Aidi, K., Zeddouri, A., Djamel, B., Nabil, M., & Younci, D.(2016). Études des pluies et des intensités pluviales des zones semi-arides (cas du zahrez, bassin versant 17).

Ali, J. (2015). Development of daily rainfall erosivity model for Dehradun, Uttarakhand, India. *Int. J. Curr. Eng. Technol.*, *5*(5), 3222-3227.

Amireche, H. (2001). L'eau, le substrat, la tectonique et l'anthropisation dans les phénomènes érosifs du tell nord-Constantine.

Angers, D. A., & Carter, M. R. (1996). Aggregation and organic matter storage in cool, humid agricultural soils. *Structure and organic matter storage in agricultural soils*, 193-211.

Angillieri, M. Y. E. (2008). Morphometric analysis of Colangüil river basin and flash flood hazard, San Juan, Argentina. *Environmental geology*, *55*(1), 107-111.

Aoyama, M., Angers, D. A., N'dayegamiye, A., & Bissonnette, N. (1999). Protected organic matter in water-stable aggregates as affected by mineral fertilizer and manure applications. *Canadian Journal of Soil Science*, *79*(3), 419-425.

Arnoldus, H. M. J. (1977). Methodology used to determine the maximum potential average annual soil loss due to sheet and rill erosion in Morocco. *FAO Soils Bulletins (FAO)*.

Arnoldus, H. M. J. (1977). Prédiction des pertes de terres par érosion en nappe et en griffe. Aménagement des bassins versants. *Bulletin FAO*, 121-149.

Arnoldus, H. M. J. (1980). An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. *An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation.*, 127-132.

Asselman, N. E. (1999). Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the River Rhine. *Hydrological processes*, *13*(10), 1437-1450.

Asselman, N. E. M. (2000). Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology*, *234*(3-4), 228-248.

Ávila, B., & Ávila, H. (2015). Spatial and temporal estimation of the erosivity factor R based on daily rainfall data for the department of Atlántico, Colombia. *Ingeniería e Investigación*, *35*(2), 23-29.

Babu, R., Gupta, S. K., Tejwani, K. G., & Rawat, N. S. (1969). Correlation of daily, monthly and annual rainfall with energy intensity product. In *Read at VII annual meeting of ISAE, Pantnagar*.

Bagnouls, F., & Gaussen, H. (1957). Les climats biologiques et leur classification. In Annales de Géographie (Vol. 66, No. 355, pp. 193-220). Armand Colin.

Bahri, C., Mizouri, M., Aouina, M., Khaldi, R., & Laarbi, M. M. (1995). Guide de conservation des eaux et du sol. *Projet PNUD/FAO-TUN/86/020. Tunis: Edition D/CES*.

Barthès, B., & Roose, E. (2001). La stabilité de l'agrégation, un indicateur de la sensibilité des sols au ruissellement et à l'érosion: validation à plusieurs échelles. *Cahiers Agricultures*, *10*(3), 185-193.

Bebba, N. (2018). *Impact des paramètres environnementaux et distribution spatio-temporelle des éphéméroptères dans les oueds de biskra et batna* (Doctoral dissertation).

Benchaabane, A. (1998). Impact de l'exploitation du prélèvement du bois de feu sur l'érosion du sol en haute montagne (cas du haut Atlas de Marrakech, Maroc). *Science et changements planétaires/Sécheresse*, *8*(4), 265-269.

Benchettouh, A., Kouri, L., & Jebari, S. (2017). Spatial estimation of soil erosion risk using RUSLE/GIS techniques and practices conservation suggested for reducing soil erosion in Wadi Mina watershed (northwest, Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, *10*(4), 79.

Benkadja, R., Boussag, F., & Benkadja, A. (2015). Identification et évaluation du risque d'érosion sur le bassin versant du K'sob (Est Algérien). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, *74*(1), 91-102.

Benkhaled, A. (2007). Statistical distributions of annual maximum rainfalls depths in the area of cheliff. comparison of techniques and results. Courrier du Savoir, 8, 83-91.

Bennett, H. H. (1939). Soil conservation. *Soil conservation*.

Benselama, O., Mazour, M., Hasbaia, M., Djoukbala, O., & Mokhtari, S. (2018). Prediction of water erosion sensitive areas in Mediterranean watershed, a case study of Wadi El Maleh in north-west of Algeria. *Environmental monitoring and assessment*, *190*(12), 735.

Benslimane, M., Hamimed, A., Zerey, W. E., Khaldi, A., & Mederbal, K. (2009). Analyse et suivi du phénomène de la désertification en Algérie du nord. *VertigO-la revue électronique en sciences de l'environnement*, *8*(3).

Bernard, M. M. (1932). Formulas for rainfall intensities of long duration. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, *96*(1), 592-606.

Bessenasse, M. (2010). Modélisation du cycle d'envasement des retenues de barrages. *OPU, Algérie*, (275p)

Bissonnais, Y. L. (1990). Experimental study and modelling of soil surface crusting processes. *Catena, Supplement*, (17), 13-28.

Biswas, S., Sudhakar, S., & Desai, V. R. (1999). Prioritisation of subwatersheds based on morphometric analysis of drainage basin: A remote sensing and GIS approach. *Journal of the Indian society of remote sensing*, *27*(3), 155.

Body, K. (1985). Analyse fréquentielle des pluies de l'Algérie «Synthèse Régionale: détermination des paramètres principaux par station et leur répartition spatiale». *Constantine: Institut National des Ressources Hydrauliques inrh*, *2*.

Boiffin, J. (1984). La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. *La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies, Institut National Agronomique Paris Grignon (1984)*.

Bonilla, C. A., & Vidal, K. L. (2011). Rainfall erosivity in central Chile. *Journal of Hydrology*, *410*(1-2), 126-133.

Borrelli, P., Diodato, N., & Panagos, P. (2016). Rainfall erosivity in Italy: a national scale spatio-temporal assessment. *International Journal of Digital Earth*, *9*(9), 835-850.

Borrelli, P., Robinson, D. A., Fleischer, L. R., Lugato, E., Ballabio, C., Alewell, C., ... & Bagarello, V. (2017). An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion. *Nature communications*, *8*(1), 1-13.

Bouaïchi, I., Touaïbia, B., & Dernouni, F. (2014). APPROCHE METHODOLOGIQUE DE CALCUL DU DEBIT PLUVIAL EN CAS D'INSUFFISANCE DE DONNEES. CAS DE LA REGION DE TIPAZA. ALGERIE. *Revue LJEE*.

Bouanani, A. (2004). Hydrologie, Transport solide et Modélisation: Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW-Algérie). *Th. de Doct. d'état, Univ. Abou Bekr BELKAID, Tlemcen*.

Bouanani, A., Baba-Hamed, K., & Fandi, W. (2013). Production et transport des sédiments en suspension dans l'oued Sikkak (Tafna–nord-ouest Algérie). *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, *26*(2), 119-132.

Bouderbala, D., Souidi, Z., Kattar, S., Lourenço, L., & Nunes, A. (2019). RAINFALL VARIABILITY AND SOIL EROSIVITY IN SEMI-ARID REGIONS: CASE OF THE WESTERN ALGERIAN REGION. *Revista Brasileira de Climatologia*, *24*.

Boudjadja, A., Messahel, M., & Pauc, H. (2003). Ressources hydriques en Algérie du Nord. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, *16*(3), 285-304.

Bouguerra, H., Bouanani, A., Khanchoul, K., Derdous, O., & Tachi, S. E. (2017). Mapping erosion prone areas in the Bouhamdane watershed (Algeria) using the Revised Universal Soil Loss Equation through GIS. *Journal of Water and Land Development*, *32*(1), 13-23.

Bouguerra, S., Bouanani, A., & Baba-Hamed, K. (2016). Transport solide dans un cours d'eau en climat semi-aride: cas du bassin versant de l'Oued Boumessaoud (nord-ouest de l'Algérie). *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, *29*(3), 179-195.

Boukhrissa, Z. A., Khanchoul, K., Le Bissonnais, Y., & Tourki, M. (2013). Prediction of sediment load by sediment rating curve and neural network (ANN) in El Kebir catchment, Algeria. *Journal of earth system science*, *122*(5), 1303-1312.

Boulghobra, N. (2013). Developing A Protection Plan Against The Riverine Flood Risk In Urban Area The Case Of Skikda (north-east Algeria). *LARHYSS Journal P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2521-9782*, (13).

Bourouba, M. (1998). Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides de l'Oued Medjerda supérieur (Algérie orientale). *Bulletin ORSTOM*, *18*, 76-97.

Brandt, C. J. (1990). Simulation of the size distribution and erosivity of raindrops and throughfall drops. *Earth Surface Processes and Landforms*, *15*(8), 687-698.

Brown, L. C., & Foster, G. R. (1987). Storm erosivity using idealized intensity distributions. *Transactions of the ASAE*, *30*(2), 379-0386.

Browning, G. M., Parish, C. L., & Glass, J. (1947). Method for determining the use of limitations of rotation and conservation practices in the control of soil erosion in Iowa. *Journal of the American Society of agronomy*.

Bruce, J. P., & Clark, R. H. (1966). Introduction to Hydrometeorology Pergamon Press. *Long Island City, NY*.

Capolongo, D., Diodato, N., Mannaerts, C., Piccarreta, M., & Strobl, R. O. (2008). Analyzing temporal changes in climate erosivity using a simplified rainfall erosivity model in Basilicata (southern Italy). *Journal of Hydrology*, *356*(1-2), 119-130.

Casenave, A., & Valentin, C. (1989). *Les états de surface de la zone sahélienne: influence sur l'infiltration*.

CE. (2000). Directive 2000/60/CE du Parlement Européen et du Conseil du 23 octobre 2000. *Journal Officiel des Communautés Européennes L*, *327*.

CEC (Commission of European Communities) (1992). CORINE Soil erosion risk and important land resources in the southern regions of the European Community. Brussels, Commission of the European Community EUR 13233 EN, Luxemburg, *Office for official Publications of the European Community*, pp 97.

Cerro, C., Bech, J., Codina, B., & Lorente, J. (1998). Modeling rain erosivity using disdrometric techniques. *Soil Science Society of America Journal*, *62*(3), 731-735.

Chebbani, R., Djilli, K., & Roose, E. (1999). Étude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser. *Bulletin ORSTOM, Réseau Erosion*, *19*, 85-95.

Cheggour, A. (2008). Mesures de l'érosion hydrique à différentes échelles spatiales dans un bassin versant montagneux semi-aride et spatialisation par des techniques SIG: Application au bassin versant de la Rhéraya, Haut Atlas, Maroc. *Haut Atlas, Maroc, Cady Ayyad, Marrakesh*.

CHENAFI, A. (2013). *Cartographie et protection qualitative des eaux souterraines en zone aride, cas de Metlili-Milok, Atlas saharien central (Laghouat-Algérie)* (Thèse de Doctorat, Université d'Oran2 Mohamed ben Ahmed).

Chenu, C., & Cosentino, D. (2011). Microbial regulation of soil structural dynamics. *The architecture and biology of soils: life in inner space*, 37-70.

Chenu, C., Abiven, S., Annabi, M., Barray, S., Bertrand, M., Bureau, F., ... & Francou, C. (2011). Mise au point d'outils de prévision de l'évolution de la stabilité de la structure de sols sous l'effet de la gestion organique des sols. *Etude et Gestion des sols*, *18*(3), 161-174.

Cherif, E. A., Errih, M., & Cherif, H. M. (2009). Modélisation statistique du transport solide du bassin versant de l'Oued Mekerra (Algérie) en zone semi-aride méditerranéenne. *Hydrological sciences journal*, *54*(2), 338-348.

Cherif, H. M., Khanchoul, K., Bouanani, A., & Terfous, A. (2017). Prediction of sediment yield at storm period in Northwest Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, *10*(9), 198.

Cherif, H. M., Terfous, A., Bouanani, A., & Ghenaim, A. (2012). VARIABLITY OF STREAMFLOW AND SEDIMENT YIELDS IN WADI TARIA (NORTHWEST ALGERIA).

Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1988). Applied hydrology McGraw-Hill International editions. New York, USA.

Colotti, E. (2004). Aplicabilidad de los datos de lluvia horaria en el cálculo de la erosidad. [Applicability of hourly rainfall data to erosion analysis]. Fondo Editorial de Humanidades y Educación. Departamento de Publicaciones. Universidad Central de Venezuela, Caracas. *Spanish.*

Cook, H. L. (1937). The nature and controlling variables of the water erosion process. *Soil science society of America Journal*, *1*(C), 487-494.

Cooper, K. (2011). Evaluation of the relationship between the RUSLE R-Factor and mean annual precipitation. *Colo. State*, *1*, 37.

Coutagne, A. (1935). Le déficit d'écoulement et l'évaporation dans la région lyonnaise. Géocarrefour, 11(3), 359-366.

Coutinho, M. A., & Tomás, P. P. (1995). Characterization of raindrop size distributions at the Vale Formoso Experimental Erosion Center. *Catena*, *25*(1-4), 187-197.

Da Silva, A. M. (2004). Rainfall erosivity map for Brazil. *Catena*, *57*(3), 251-259.

Dajoz, R. (1996). *Précis d'écologie: 2e et 3e cycles universitaires*. Dunod.

D'Asaro, F., & Santoro, M. (1983). *Aggressività della pioggia nello studi dell'erosione idrica del territorio siciliano*. Istituto di Idraulica della Università di Palermo.

Dawson, F. H., Hornby, D. D., & Hilton, J. (2002). A method for the automated extraction of environmental variables to help the classification of rivers in Britain. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, *12*(4), 391-403.

de Oliveira Junior, R. C., & Medina, B. F. (1990). A erosividade das chuvas em Manaus (AM). *Rev. Bras. Ciênc. Solo*, *14*, 235-239.

de Santos Loureiro, N., & de Azevedo Coutinho, M. (2001). A new procedure to estimate the RUSLE EI30 index, based on monthly rainfall data and applied to the Algarve region, Portugal. *Journal of hydrology*, *250*(1-4), 12-18.

Dedkov, A., & Mozzherin, V. (1984). Erosia i Stok Nanosov na Zemle (Erosion and sediment yield on the Earth). Izdatelstvo Kazanskogo Universiteta, 264 pp. *Russian with an English summary*.

Demmak, A. (1982). *Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale* (Thèse de Doctorat).

Deumlich, D., Funk, R., Frielinghaus, M., Schmidt, W. A., & Nitzsche, O. (2006). Basics of effective erosion control in German agriculture. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, *169*(3), 370-381.

Diodato, N., & Bellocchi, G. (2010). MedREM, a rainfall erosivity model for the Mediterranean region. *Journal of Hydrology*, *387*(1-2), 119-127.

Diodato, N., & Bellocchi, G. (2012). Decadal modelling of rainfall–runoff erosivity in the Euro-Mediterranean region using extreme precipitation indices. *Global and Planetary Change*, *86*, 79-91.

Diodato, N., Bellocchi, G., Romano, N., & Guadagno, F. M. (2016). Modelling the rainfall erosivity of the Rhone region (Southeastern France) associated with climate variability and storminess. *Advances in Meteorology*, *2016*.

Dumas, P. (2004). *Caractérisations des littoraux insulaires: approche géographique par télédétection et SIG pour une gestion intégrée. Application en Nouvelle-Calédonie* (Thèse de Doctorat, Orléans).

Dutartre, A., & Oyarzabal, J. (1993). Gestion des plantes aquatiques dans les lacs et les étangs landais. *Hydroécologie appliquée*, *5*(2), 43-60.

DVWK. (1990). Grundlagen der Verdunstungsermittlung und Erosivitt von Niederschlgen. *Deutscher Verb and fr Wasser wirtschaft und Kulturbau (eds) Parey*, Hamburg.

El Mahi, A., Meddi, M., & Bravard, J. P. (2012). Analyse du transport solide en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Hammam (Algérie du Nord). *Hydrological sciences journal*, *57*(8), 1642-1661.

Elahcene, O., Terfous, A., Remini, B., Ghenaim, A., & Poulet, J. B. (2013). Etude de la dynamique sédimentaire dans le bassin versant de l'Oued Bellah (Algérie). *Hydrological Sciences Journal*, *58*(1), 224-236.

Elangovan, A. B., & Seetharaman, R. (2011). Estimating Rainfall Erosivity of the Revised Universal Soil Loss Equation from daily rainfall depth in Krishanagiri Watershed region of Tamil Nadu, India. In *International Conference on Environmental and Computer Science* (Vol. 19, pp. 48-52).

Ellis, J. B., Chocat, B., Fujita, S., Marsalek, J., & Rauch, W. (Eds.). (2004). *Urban Drainage*. IWA publishing.

Eltaif, N. I., Gharaibeh, M. A., Al-Zaitawi, F., & Alhamad, M. N. (2010). Approximation of rainfall erosivity factors in North Jordan. *Pedosphere*, *20*(6), 711-717.

Emerson, W. W. (1967). A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Soil Research*, *5*(1), 47-57.

Emerson, W. W., & Greenland, D. J. (1990). Soil aggregates—formation and stability. In *Soil colloids and their associations in aggregates* (pp. 485-511). Springer, Boston, MA.

Engeo. (1994). www.alnaft.gov.dz/IMG/pdf/4-Bassin_du_Hodna
Estorge, J. L., LABORDE, J., & Zumstein, J. F. (1979). Mise en évidence des relations entre le gradex des pluies journalières et les gradex des pluies de durée inférieure à 24h. en Lorraine. *Mosella. Revue du Centre d'études géographiques de Metz Metz*, *9*(2), 57-75.

Fenn, C. R., Gurnell, A. M., & Beecroft, I. R. (1985). An evaluation of the use of suspended sediment rating curves for the prediction of suspended sediment concentration in a proglacial stream. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, *67*(1-2), 71-82.

Ferro, V., Giordano, G., & Iovino, M. (1991). Isoerosivity and erosion risk map for Sicily. *Hydrological Sciences Journal*, *36*(6), 549-564.

Ferro, V., Porto, P., & Yu, B. (1999). A comparative study of rainfall erosivity estimation for southern Italy and southeastern Australia. *Hydrological Sciences Journal*, *44*(1), 3-24.

Forestier, S. (2011). *Etude de l'évaporation d'un liquide répandu au sol suite à la rupture d'un stockage industriel* (Thèse de Doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint-Etienne).

Foster, G. R., Lane, L. J., Nowlin, J. D., Laflen, J. M., & Young, R. A. (1981). Estimating erosion and sediment yield on field-sized areas. *Transactions of the ASAE*, *24*(5), 1253-1262.

Fournier, F. (1960). *Climat et érosion: la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques* (No. 551.302). Presses universitaires de France.

Fournier, F. (1969). L'érosion hydrique et le climat. *Bulletin technique d'information*.

Fox, D., Carrega, P., Morschel, J., & Emsellem, K. (2008). La dégradation des sols dans le monde. *Université de Nice Sofia Antipolis. unt. unice. fr/uoh/degsol. php*.

Fox, H. R., & Moore, H. M. (1993). Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrological sciences journal*, *38*(6), 559-560.

Gantzer, C. J., Anderson, S. H., & Miles, R. J. (2018). The centennial of the first erosion plots. *Journal of Soil and Water Conservation*, *73*(3), 57A-59A.

Gaubi, I., Chaabani, A., Mammou, A. B., & Hamza, M. H. (2017). A GIS-based soil erosion prediction using the revised universal soil loss equation (RUSLE)(Lebna watershed, Cap Bon, Tunisia). *Natural Hazards*, *86*(1), 219-239.

Georges,Y. (2008). Contribution à l'évaluation de l'érosion dans le bassin versant de la rivière Grise pour un meilleur plan d'aménagement. mémoire, *Université de liège* , p122

Ghenim, A. (2008). *Étude des écoulements et des transports solides dans les régions semi-arides méditerranéennes* (Thèse de Doctorat, Université de Tlemcen (Algérie).

Ghenim, A. N., & Megnounif, A. (2013). Ampleur de la sécheresse dans le bassin d'alimentation du barrage Meffrouche (Nord-Ouest de l'Algérie). *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, (Volume 7), 35-49.

Ghenim, A. N., & Megnounif, A. (2016). Variability and trend of annual maximum daily rainfall in northern Algeria. *International Journal of Geophysics*, *2016*.

Ghenim, A., Seddini, A., & Terfous, A. (2008). Variation temporelle de la dégradation spécifique du bassin versant de l'Oued Mouilah (nord-ouest Algérien)/Temporal variation of the specific sediment yield of the Wadi Mouilah basin (northwest Algeria). *Hydrological sciences journal*, *53*(2), 448-456.

Ghenim, A., Terfous, A., & Seddini, A. (2007). Étude du transport solide en suspension dans les régions semi-arides méditerranéennes: cas du bassin-versant de l'oued Sebdou (Nord-Ouest algérien). *Science et changements planétaires/Sécheresse*, *18*(1), 39-44.

Ghorbel, A., & Claude, J. (1977). Mesure de l'envasement dans les retenues de sept barrages en Tunisie: estimation des transports solides. *Erosion and Solid Matter Transport in Inland Waters*, 219-232.

Goovaerts, P. (1999). Using elevation to aid the geostatistical mapping of rainfall erosivity. *Catena*, *34*(3-4), 227-242.

Gottfried, G. J., Neary, D. G., Baker Jr, M. B., & Ffolliott, P. F. (2003, October). Impacts of wildfires on hydrologic processes in forest ecosystems: two case studies. In *Proceedings, First Interagency Conference on Research in the Watersheds* (pp. 27-30).

Gravelius, H. (1914). Grundrifi der gesamten Gewcisserkunde. *Band I: Flufikunde (Compendium of Hydrology, vol. I. Rivers, in German). Germany: Goschen, Berlin*.

Grecu, F., Zăvoianu, I., Zaharia, L., & Comănescu, L. (2007). Analyse quantitative du réseau hydrographique du bassin versant du Slănic (Roumanie). *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, (Volume 1), 79-93.

Grisollet, H. (1948). Etude des averses orageuses de la région parisienne. *La météorologie*, (11), 175-195.

Guidoum, A., Nemouchi, A., & Hamlat, A. (2014). Modeling and mapping of water erosion in northeastern Algeria using a seasonal multicriteria approach. *Arabian Journal of Geosciences*, *7*(10), 3925-3943.

Guillemot, J. (1986). First principles of geology 4.

Habibi, B., Meddi, M., & Boucefiane, A. (2013). Analyse fréquentielle des pluies journalières maximales Cas du Bassin Chott-Chergui. *Nature & Technology*, (8), 41B.

Hallouz, F., Meddi, M., & Mahe, G. (2017). Régimes des matières en suspension dans le bassin versant de l'oued Mina sur l'oued Cheliff (nord-ouest algérien). *La Houille Blanche*, (4), 61-71.

Handbook, H. (1996). Hydrology handbook. ASCE Publications, Reston, VAAtaie-Ashitani B, Volker RE, Lockington DA (2001) Tidal effects on groundwater dynamics in unconfined aquifers. Hydrol Processes, 15, 655669.

Hasbaia, M., Hedjazi, A., & Benayada, L. (2012). Variabilité de l'érosion hydrique dans le bassin du Hodna: cas du sous-bassin versant de l'oued elham. *Revue Marocaine des Sciences Agronomiques et Vétérinaires*, *1*(1), 28-32.

Hasbaia, M., Paquier, A., & Herizi, T. (2017). Hydrological Modeling of Sediment Transport in the Semi-arid Region, Case of Soubella Watershed in Algeria. In *Water Resources in Arid Areas: The Way Forward* (pp. 251-266). Springer, Cham.

Hassen, B., Soufiane, L., & Chaouki, C. (2017). Mapping and Modelling of Areas at Risk of Erosion: Case of Aures Center (Algeria). In *Water Resources in Arid Areas: The Way Forward*(pp. 197-214). Springer, Cham.

Hernando, D., & Romana, M. G. (2015). Estimating the rainfall erosivity factor from monthly precipitation data in the Madrid Region (Spain). *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, *63*(1), 55-62.

Heusch, B. (1970). L'érosion du pré-rif: une étude quantitative de l'érosion hydraulique dans les collines marneuses du pré-rif occidental.

Heusch, B. et Millières-Lacroix, A. (1971). Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin. Application au Maghreb.

Heush, B. (1970). Estimation et contrôle de l'érosion hydraulique. CR Soc. Sci. Nat. Phy. Maroc, 37 (1973) 41, 54.

Hewitt, K., Owens, D., & Slaymaker, O. (2004). Geomorphic hazards in mountain environments. *Mountain geomorphology*, 187-218.

Hingray, B., Picouet, C., & Musy, A. (2009). *Hydrologie: Une science pour l'ingénieur* (Vol. 21). PPUR presses polytechniques.

Holden, J. (Ed.). (2005). *An introduction to physical geography and the environment*. Pearson Education.

Holeman, J. N. (1968). The sediment yield of major rivers of the world. *Water resources research*, *4*(4), 737-747.

Hong-jiang, G. (2002). Study and Application of Excel in P-III Distribution Frequency Calculation [J]. *Hydroelectric Energy*, *3*.

Horowitz, A. J. (2003). An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. *Hydrological processes*, *17*(17), 3387-3409.

Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological society of America bulletin*, *56*(3), 275-370.

Hoyos, N., Waylen, P. R., & Jaramillo, Á. (2005). Seasonal and spatial patterns of erosivity in a tropical watershed of the Colombian Andes. *Journal of hydrology*, *314*(1-4), 177-191.4

Huang, Y. H., Lu, C. L., Zheng, T. F., Fu, Q., & Xu, J. J. (1992). Rainfall erosivity index in southeastern Fujian. *J. Soil Water Conserv., China*, *6*(4), 1-5.

Hudson, N. W. (1965). *The influence of rainfall on the mechanics of soil erosion: with particular reference to Southern Rhodesia*(Thèse de Doctorat, University of Cape Town).

Hussein, M. H. (1986). Rainfall erosivity in Iraq. *Journal of soil and water conservation*, *41*(5), 336-338.

Hydrolab (2010). Excel macro-commands developed by J. P. Laborde helped by N. Mouhous. Université de Nice-Sophia Antipolis et C.N.R.S.

Issa, L. K., Lech-Hab, K. B. H., Raissouni, A., & El Arrim, A. (2016). Cartographie quantitative du risque d'erosion des sols par approche SIG/USLE au niveau du bassin versant Kalaya (Maroc Nord Occidental). *J Mater Environ Sci*, *7*(8), 2778-2795.

Jansson, M. B. (1996). Estimating a sediment rating curve of the Reventazon river at Palomo using logged mean loads within discharge classes. *Journal of Hydrology*, *183*(3-4), 227-241.

Jayawardena, A. W., & Rezaur, R. B. (2000). Drop size distribution and kinetic energy load of rainstorms in Hong Kong. *Hydrological Processes*, *14*(6), 1069-1082.

Jayawardena, A. W., & Rezaur, R. B. (2000). Drop size distribution and kinetic energy load of rainstorms in Hong Kong. *Hydrological Processes*, *14*(6), 1069-1082.

Jenkinson, A. F. (1955). The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. R. Meteorol. Soc. 81, 158–171.

Karami, A., Homaee, M., Neyshabouri, M. R., Afzalinia, S., & Basirat, S. (2012). Large scale evaluation of single storm and short/long term erosivity index models. *Turkish Journal of Agriculture and Forestry*, *36*(2), 207-216.

Kauark, L. A. (1990). *Réflexions sur l'utilité des modèles mathématiques dans la gestion de la pollution diffuse d'origine agricole* (Thèse de Doctorat, Marne-la-vallée, ENPC).

Kebiche, M. (1994). Le bassin versant du Hodna (Algérie): Ressources en eau et possibilités d'aménagement. Travaux de l'Institut de Géographie de Reims, 85(1), 25-34.

Kefi, M., & Yoshino, K. (2010). Evaluation of the economic effects of soil erosion risk on agricultural productivity using remote sensing: case of watershed in Tunisia. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science*, *38*(Part 8).

Keifer, C. J., & Chu, H. H. (1957). Synthetic storm pattern for drainage design. *Journal of the hydraulics division*, *83*(4), 1-25.

Khanchoul, K., & Jansson, M. B. (2008). Sediment rating curves developed on stage and seasonal means in discharge classes for the Mellah wadi, Algeria. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, *90*(3), 227-236.

Khanchoul, K., Boukhrissa, Z. E. A., Acidi, A., & Altschul, R. (2012). Estimation of suspended sediment transport in the Kebir drainage basin, Algeria. *Quaternary International*, *262*, 25-31.

Khanchoul, K., Jansson, M. B., & Lange, J. (2007). Comparison of suspended sediment yield in two catchments, northeast Algeria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, *51*(1), 63-94.

Kinnell, P. I. A. (2005). Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: a review. *Hydrological Processes: An International Journal*, *19*(14), 2815-2844.

Kirkby, M. J. (1976). Tests of the random network model, and its application to basin hydrology. *Earth Surface Processes*, *1*(3), 197-212.

Klik, A., Haas, K., Dvorackova, A., & Fuller, I. C. (2015). Spatial and temporal distribution of rainfall erosivity in New Zealand. *Soil Research*, *53*(7), 815-825.

Kolmogorov, A. (1933). Sulla Determinazione Empirica di una Legge di Distributione," Giornale dell'Istituto Italiano degli Attuari, 4, 1-11.

Koutsoyiannis, D. (2004). Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall: II. Empirical investigation of long rainfall records/Statistiques de valeurs extrêmes et estimation de précipitations extrêmes: II. Recherche empirique sur de longues séries de précipitations. *Hydrological Sciences Journal*, *49*(4).

Krishnamurthy, J., Srinivas, G., Jayaraman, V., & Chandrasekhar, M. G. (1996). Influence of rock types and structures in the development of drainage networks in typical hardrock terrain. *ITC journal*, (3-4), 252-259.

Laborde, J. P (2017). MODE D'UTILISATION DU LOGICIEL HYDROLAB 2018. *UMR 5651 "espace" du CNRS, Université de Nice - Sophia Antipolis*

Laborde, J. P. (1993). Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle du 1/500 000, notice explicative. *Projet PNUD/ALG/88/021. Alger: Agence nationale des ressources hydrauliques*.

Laborde, J. P. (2000). Eléments d'hydrologie de surface. *Université de Nice-Sophia Antipolis. France (204p)*.

Laborde, J. P. (2009). Eléments d'hydrologie de surface. *Université de Nice-Sophia Antipolis. France (188p)*.

Laborde, J. P., & Mouhous, M. (1998). Hydrolab Software, V. 98.2. *Équipe Gestion et valorisation de l'environnement de l'UMR*, *5651*.

Laflen, J. M., & Moldenhauer, W. C. (2003). The USLE story. *Special Publication, WASWC*.

Laouina, A. (1998). Dégradations des terres dans la région méditerranéenne du Maghreb. *Bulletin de l'ORSTOM*, *18*, 33-53.

Laouina, A., Chaker, M., Naciri, R., & Nafaa, R. (1993). L'érosion anthropique en pays méditerranéen : le cas du Maroc septentrional (Man's impact on erosion in mediterranean lands: the case of northern Morocco). *Bulletin de l'Association de géographes français*, *70*(5), 384-398.

Larfi, B., & Remini, B. (2006). Le transport solide dans le bassin versant de l'Oued Isser impact sur l'envasement du barrage de Beni Amrane (Algérie). *LARHYSS Journal P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2602-7828*, (5).

Laribi, G. (2012). *Etude du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant et de son influence sur le régime des eaux Cas du bassin versant de Oued Allala (Ténès-Chlef)* (Thèse de Doctorat, Université de Mostaganem-Abdelhamid Ibn Badis).

Le Bissonnais, Y. (1988). Analyse des mecanismes de desagregation et de la mobilisation des particles de terre sous l'action des pluies. *These de Doctorat, Universite d'Orleans.*

Le Bissonnais, Y. (1989). Analyse des processus de microfissuration des agrégats à l'humectation. *Science du sol*, *27*(2), 187-199.

Le Bissonnais, Y. (2000). Analyse expérimentale des mécanismes d'érosion: la dégradation structurale superficielle et le détachement des particules des sols cultivés. *Ingénieries-EAT*, (22), p-27.

Le Bissonnais, Y. L. (1996). Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: I. Theory and methodology. *European Journal of Soil Science*, *47*(4), 425-437.

Le Bissonnais, Y., & Le Souder, C. (1995). Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion. *Etude et Gestion des sols*, *2*(1), 43-56.

Le Bissonnais, Y., Cros-Cayot, S., & Gascuel-Odoux, C. (2002). Topographic dependence of aggregate stability, overland flow and sediment transport. *Agronomie*, *22*(5), 489-501.

Le Bissonnais, Y., Thorette, J., Bardet, C., & Daroussin, J. (2002). L'érosion hydrique des sols en France. *Rapport INRA, IFEN*, *106*.

Leahy, P., Kiely, G., & Corcoran, G. (2008). Structural optimisation and input selection of an artificial neural network for river level prediction. *Journal of hydrology*, *355*(1-4), 192-201.

Lee, M. H., & Lin, H. H. (2015). Evaluation of annual rainfall erosivity index based on daily, monthly, and annual precipitation data of rainfall station network in Southern Taiwan. *International Journal of Distributed Sensor Networks*, *11*(6), 214708.

Leguédois, S. (2003). *Mécanismes de l'érosion diffuse des sols. Modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés* (Thèse de Doctorat, Université d'Orléans).

Leow, C. S., Ghani, A. A., Zakaria, N. A., & Abidin, R. Z. (2011). Development of rainfall erosivity isohyet map for Peninsular Malaysia. In *3rd International Conference on Managing Rivers in the 21st Century: Sustainable Solutions for Global Crisis of Flooding, Pollution and Water Scarcity* (pp. 748-756).

Leprun, J. C. (1981). A erosao, a conservaçao eo manejo do solo no nordeste brasileiro: balanço, diagnostico e novas linhas de pesquisas.

Lienou, G. (2007). Impacts de la variabilité climatique sur les ressources en eau et les transports de matières en suspension de quelques bassins versants représentatifs au Cameroun. *These de doctorat PhD, université de Yaoundé I*.

Lo, A., El-Swaify, S. A., Dangler, E. W., & Shinshiro, L. (1985). Effectiveness of EI30 as an erosivity index in Hawaii.

Louamri, A., Mebarki, A., & Laignel, B. (2013). Variabilité interannuelle et intra-annuelle des transports solides de l'Oued Bouhamdane, à l'amont du barrage Hammam Debagh (Algérie orientale). *Hydrological sciences journal*, *58*(7), 1559-1572.

Ludwig, W., & Probst, J. L. (1998). River sediment discharge to the oceans; present-day controls and global budgets. *American Journal of Science*, *298*(4), 265-295.

Madani Cherif,H., abderezzak, B., & Baghdadi, B. (2017). A rating-curve method for determining specific suspended sediment yieldin the catchment area of sidi bel abbes (Algeria).

Maidment, D. R. (1993). *Handbook of hydrology* (Vol. 9780070, p. 397323). New York: McGraw-Hill.

Mannaerts, C. M., & Gabriels, D. (2000). Rainfall erosivity in Cape Verde. *Soil and Tillage Research*, *55*(3-4), 207-212.

McGregor, K. C., Bingner, R. L., Bowie, A. J., & Foster, G. R. (1995). Erosivity index values for northern Mississippi. *Transactions of the ASAE*, *38*(4), 1039-1047.

McIsaac, G. F. (1990). Apparent geographic and atmospheric influences on raindrop sizes and rainfall kinetic energy. *Journal of Soil and Water Conservation*, *45*(6), 663-666.

Meddi, M. (1992). *Hydro pluviométrie et transport solide dans le bassin versant de l'oued Mina* (Thèse de Doctorat, Université de Strasbourg, 100-175).

Meddi, M. (1999). Etude du transport solide dans le bassin versant de l'oued Ebda (Algérie). *Zeitschrift fûr Geomorphologie*, *43*, 167-184.

Meddi, M. (2013). Sediment transport and rainfall erosivity evolution in twelve basins in Central and Western Algeria. *Journal of Urban and Environmental Engineering*, *7*(2), 253-263.

Meddi, M., Toumi, S., & Assani, A. A. (2016). Spatial and temporal variability of the rainfall erosivity factor in Northern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, *9*(4), 282.

Meddour-Sahar, O. "Les feux de forêt en Algérie: Analyse du risque, étude des causes, évaluation du dispositif de défense et des politiques de gestion." *Université Mouloud Mammeri: Tizi Ouzou* (2014).

Medhioub, E., Bouaziz, M., & Bouaziz, S. (2017, November). Assessment of Soil Erosion by Water Using RUSLE, Remote Sensing and GIS in Gabes Coast-Southern Tunisia: Study Case of Oued El Sourrag Watershed. In *Euro-Mediterranean Conference for Environmental Integration* (pp. 1805-1806). Springer, Cham.

Meghraoui, M., Habi, M., Morsli, B., Regagba, M., & Seladji, A. (2017). Mapping of soil erodibility and assessment of soil losses using the RUSLE model in the Sebaa Chioukh Mountains (northwest of Algeria). *Journal of Water and Land Development*, *34*(1), 205-213.

Megnounif, A. (2007). Etude du transport des sédiments en suspension dans les écoulements de surface. *Thse de doctorat, Univ. Abou-Bekr Belkaid, Algérie*.

Megnounif, A., Terfous, A., & Bouanani, A. (2003). Production et transport des matières solides en suspension dans le bassin versant de la Haute-Tafna (Nord-Ouest Algérien). *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, *16*(3), 369-380.

Megnounif, A., Terfous, A., & Ouillon, S. (2013). A graphical method to study suspended sediment dynamics during flood events in the Wadi Sebdou, NW Algeria (1973–2004). *Journal of hydrology*, *497*, 24-36.

Meguenni, K., & Remini, B. (2008). Evaluation du débit solide dans le bassin versant de Harreza (Algérie). *LARHYSS Journal P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2602-7828*, (7).

Mello, C. D., Viola, M. R., Beskow, S., & Norton, L. D. (2013). Multivariate models for annual rainfall erosivity in Brazil. *Geoderma*, *202*, 88-102.

Meshesha, D. T., Tsunekawa, A., Tsubo, M., Haregeweyn, N., & Tegegne, F. (2016). Evaluation of kinetic energy and erosivity potential of simulated rainfall using Laser Precipitation Monitor. *Catena*, *137*, 237-243.

Meyer, L. D., & Monke, E. J. (1965). Mechanics of soil erosion by rainfall and overland flow. *Transactions of the ASAE*, *8*(4), 572-0577.

Mikhailova, E. A., Bryant, R. B., Schwager, S. J., & Smith, S. D. (1997). Predicting rainfall erosivity in Honduras. *Soil Science Society of America Journal*, *61*(1), 273-279.

Milliman, J. D., & Meade, R. H. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, *91*(1), 1-21.

Milliman, J. D., & Syvitski, J. P. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The journal of Geology*, *100*(5), 525-544.

Mimikou, M. A., Baltas, E. A., & Tsihrintzis, V. A. (2016). Hydrology and water resource systems analysis. CRC Press.

Mimoune, S. (1995). Gestion des sols salés et désertification dans une cuvette enddoreique d'Algérie (sud du Chott Hodna) (Thèse de Doctorat, Aix-Marseille 1).

Modeste, M., Abdellatif, K., Nadia, M., & Zhang, H. (2016). Impact of land use and vegetation cover on risks of erosion in the Ourika Watershed (Morocco).

Morais, L. D., Silva, V. D., Naschenveng, T. D. C., Hardoin, P. C., Almeida, J. D., Weber, O. D. S., ... & Durigon, V. (1991). Índice EI30 e sua relação com o coeficiente de chuva do sudoeste do Mato Grosso. *Revista brasileira de ciência do solo*, *15*(3), 339-344.

Morehead, M. D., Syvitski, J. P., Hutton, E. W., & Peckham, S. D. (2003). Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary change*, *39*(1-2), 95-110.

Morgan, R. P. C. (1974). Estimating regional variations in soil erosion hazard in Peninsular Malaysia. *Malaysian Naturalist Journal*, *28*, 94-106.

Morgan, R. P. C. (2001). A simple approach to soil loss prediction: a revised Morgan–Morgan–Finney model. *Catena*, *44*(4), 305-322.

Morgan, R. P. C., Quinton, J. N., Smith, R. E., Govers, G., Poesen, J. W. A., Auerswald, K., ... & Folly, A. J. V. (1998). The European soil erosion model (EUROSEM): documentation and user guide.

Mossa, J. (1996). Sediment dynamics in the lowermost Mississippi River. *Engineering geology*, *45*(1-4), 457-479.

Musgrave, G. W. (1947). The quantitative evaluation of factors in water erosion: a first approximation. *Journal of soil and water conservation*, *2*, 133-138.

Musy, A., & Higy, C. (2004). *Hydrologie: Une science de la nature* (Vol. 21). PPUR presses polytechniques.
Musy, A., & Higy, C. (2010). Hydrology: a science of nature. CRC Press.

Musy, A., Higy, C., & Reynard, E. (2014). Hydrologie 1: une science de la nature, une gestion sociétale. Presses polytechniques et universitaires romandes.

Naden, P. S. (1992). Spatial variability in flood estimation for large catchments: the exploitation of channel network structure. *Hydrological Sciences Journal*, *37*(1), 53-71.

Nag, S. K. (1998). Morphometric analysis using remote sensing techniques in the Chaka sub-basin, Purulia district, West Bengal. *Journal of the Indian society of remote sensing*, *26*(1-2), 69-76.

Naipal, V., Reick, C. H., Pongratz, J., & Van Oost, K. (2015). Improving the global applicability of the RUSLE model-adjustment of the topographical and rainfall erosivity factors. *Geoscientific Model Development*, *8*, 2893-2913.

Nearing, M. A., Unkrich, C. L., Goodrich, D. C., Nichols, M. H., & Keefer, T. O. (2015). Temporal and elevation trends in rainfall erosivity on a 149 km2 watershed in a semi-arid region of the American Southwest. *International Soil and Water Conservation Research*, *3*(2), 77-85.

Nearing, M. A., Yin, S. Q., Borrelli, P., & Polyakov, V. O. (2017). Rainfall erosivity: An historical review. *Catena*, *157*, 357-362.

Neary, D. G. (2004). An overview of fire effects on soils. *Southwest Hydrology*, *3*(5), 18-19.

Nemouchi, A. (2001). Géographie hydrologique du bassin versant endoreïque du chott el hodna.

Neto, F. L., & Moldenhauer, W. C. (1992). Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com perdas de solo em Campinas, SP. *Bragantia*, *51*(2), 189-196.

Nigussie, T. A., Fanta, A., Melesse, A. M., & Quraishi, S. (2014). Modeling rainfall erosivity from daily rainfall events, upper Blue Nile basin, Ethiopia. In *Nile River Basin* (pp. 307-335). Springer, Cham.

Oades, J. M. (1993). The role of biology in the formation, stabilization and degradation of soil structure. In *Soil Structure/Soil Biota Interrelationships* (pp. 377-400).

Oduro-Afriyie, K. (1996). Rainfall erosivity map for Ghana. *Geoderma*, *74*(1-2), 161-166.

Oliveira Jr, R. C. (1988). A erosividade das chuvas na parte leste do Pará. *Master Science Dissertation. Faculdade de Ciências Agrárias do Pará, Belém, Pará, Brazil*.

Oliveira, P. T. S., Wendland, E., & Nearing, M. A. (2013). Rainfall erosivity in Brazil: A review. *Catena*, *100*, 139-147.

Ouillon, S. (1998). Erosion et transport solide: ampleur et enjeux. *La Houille Blanche*, (2), 52-58.

Panagos, P., Ballabio, C., Borrelli, P., Meusburger, K., Klik, A., Rousseva, S., ... & Aalto, J. (2015). Rainfall erosivity in Europe. *Science of the Total Environment*, *511*, 801-814.

Panagos, P., Borrelli, P., Meusburger, K., Yu, B., Klik, A., Lim, K. J., ... & Sadeghi, S. H. (2017). Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records. *Scientific reports*, *7*(1), 1-12.

Parveen, R., & Kumar, U. (2012). Integrated approach of universal soil loss equation (USLE) and geographical information system (GIS) for soil loss risk assessment in Upper South Koel Basin, Jharkhand. *Journal of Geographic Information System*, *4*(06), 588.

Patel, D. P., Gajjar, C. A., & Srivastava, P. K. (2013). Prioritization of Malesari mini-watersheds through morphometric analysis: a remote sensing and GIS perspective. *Environmental earth sciences*, *69*(8), 2643-2656.

Pauwelyn, P. L. L., Lenvain, J. S., & Sakala, W. K. (1988). Iso-erodent map of Zambia: Part I: The calculation of erosivity indices from a rainfall data bank. *Soil technology*, *1*(3), 235-250.

Pepin, Y., & Hammouda, N. (2012). Variabilité de l'intensité des pluies dans la région de Tanger sur une période de 30 ans (1980-2010). *Revue Marocaine des Sciences Agronomiques et Vétérinaires*, *1*(1), 23-27.

Peres, D. J., & Cancelliere, A. (2016). Estimating return period of landslide triggering by Monte Carlo simulation. Journal of hydrology, 541, 256-271.

Pitt, R., & Clark, S. (2002). Regional rainfall conditions and site hydrology for construction site erosion evaluations. *Construction site erosion control for highway projects*.

Posavec, K., Giacopetti, M., Materazzi, M., & Birk, S. (2017). Method and excel VBA algorithm for modeling master recession curve using trigonometry approach. *Groundwater*, *55*(6), 891-898.

Prakash, K., Singh, S., & Shukla, U. K. (2016). Morphometric changes of the Varuna river basin, Varanasi district, Uttar Pradesh. *Journal of Geomatics*, *10*(1), 48-54.

Probst, J. L., & Bazerbachi, A. (1986). Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. Solute and particulate transports by the upstream part of the Garonne river. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, *39*(1), 79-98.

Probst, J. L., & Suchet, P. A. (1992). Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrological Sciences Journal*, *37*(6), 621-637.

Raghunath, H. M. (1985). Hydrology: principles, analysis, and design.

Rai, P. K., Mohan, K., Mishra, S., Ahmad, A., & Mishra, V. N. (2017). A GIS-based approach in drainage morphometric analysis of Kanhar River Basin, India. *Applied Water Science*, *7*(1), 217-232.

Reich, B. M. (1963). Short-duration rainfall-intensity estimates and other design aids for regions of sparse data. *Journal of hydrology*, *1*(1), 3-28.

Renard, K. G., & Freimund, J. R. (1994). Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE. *Journal of hydrology*, *157*(1-4), 287-306.

Renard, K. G., Foster, G. R., Weesies, G. A., McCool, D. K., & Yoder, D. C. (1997). Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) (Vol. 703). *Washington, DC: United States Department of Agriculture.*

Renschler, C. S., Mannaerts, C., & Diekkrüger, B. (1999). Evaluating spatial and temporal variability in soil erosion risk—rainfall erosivity and soil loss ratios in Andalusia, Spain. *Catena*, *34*(3-4), 209-225.

Rice, J. S., Emanuel, R. E., & Vose, J. M. (2016). The influence of watershed characteristics on spatial patterns of trends in annual scale streamflow variability in the continental US. *Journal of Hydrology*, *540*, 850-860.

Richardson, C. W., Foster, G. R., & Wright, D. A. (1983). Estimation of erosion index from daily rainfall amount. *Transactions of the ASAE*, *26*(1), 153-0156.

Roche, M. (1963). Hydrologie de surface, Gauthier-Villars éditeur. *Paris, 431p*.

Roche, P. A., Miquel, J., & Gaume, E. (2012). *Hydrologie quantitative: Processus, modèles et aide à la décision*. Springer Science & Business Media.

Rodríguez-Iturbe, I., & Valdes, J. B. (1979). The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water resources research*, *15*(6), 1409-1420.

Rogler, H., & Schwertmann, U. (1981). Rainfall erosivity and isoerodent map of Bavaria. *Zeitschrift fur Kulturtechnik und Flurbereinigung*, *22*(2), 99-112.

Rojas, A., & Conde, A. (1985). Estimación del factor R de la ecuación universal de pérdidas de suelo para el centro-este de la República Argentina. *Ciencia del Suelo*, *3*(1-2), 85-94.

Roose, E. (1975). Erosion et ruissellement en Afrique de l'ouest: vingt années de mesures en petites parcelles experimentales.

Roose, E. (1986). Terrasses de diversion ou microbarrages perméables. Analyse de leur efficacité en milieu paysan ouest-africain pour la conservation de l'eau et des sols dans la zone soudano-sahélienne. *Cahiers ORSTOM. Série Pédologie*, *22*(2), 197-208.

Roose, E. (1993). Water and soil fertility management-a new approach to fight erosion and improve land productivity. *Acceptance of Soil and Water Conservation. Strategies and Technologies. Witzenhausen, DITSL*, 129-64.

Roose, E. (1994). *Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES)*.

Roose, E. J. (1977). Application of the universal soil loss equation of Wischmeier and Smith in West Africa. In *Soil Conservation and Management in the Humid Tropics; Proceedings of the International Conference*.

Roose, E., & Lelong, F. (1976). Les facteurs de l'érosion hydrique en Afrique Tropicale. Études sur petites parcelles expérimentales de sol. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, *18*(4), 365-74.

Roose, É., Sabir, M., Arabi, M., Morsli, B., & Mazour, M. (2012). Soixante années de recherches en coopération sur l'érosion hydrique et la lutte antiérosive au Maghreb. *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, (Volume 6), 43-69.

Rosewell, C. J. (1986). Rainfall kinetic energy in eastern Australia. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, *25*(11), 1695-1701.

Rufino, R. L., Biscaia, R. C. M., & Merten, G. H. (1993). Determinação do potencial erosivo da chuva do estado do Paraná, através de pluviometria: terceira aproximação. *Revista brasileira de Ciência do Solo*, *17*(3), 439-444.

Sakkas, J. (1985). Engineering Hydrology-Surface Water Hydrology, DUTH, Hanthi Greece (in Greek).

Sanchez-Moreno, J. F., Mannaerts, C. M., & Jetten, V. (2014). Rainfall erosivity mapping for Santiago island, Cape Verde. *Geoderma*, *217*, 74-82.

Santín, C., & Doerr, S. H. (2016). Fire effects on soils: the human dimension. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, *371*(1696), 20150171.

Saporta, G. (2006). *Probabilités, analyse des données et statistique*. Editions Technip.

Sassolas-Serrayet, T., Cattin, R., & Ferry, M. (2018). The shape of watersheds. *Nature communications*, *9*(1), 1-8.

Savornin, J. (1908). Essai sur l'hydrologie du Hodna. Typographie Adolphe Jourdan.

Selmi, K., & Khanchoul, K. (2016). Sediment load estimation in the Mellegue catchment, Algeria. *Journal of Water and Land Development*, *31*(1), 129-137.

Sherman, C. W. (1905). Maximum rates of rainfall at Boston. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, *54*(1), 173-180.

Sherman, C. W. (1931). Frequency and intensity of excessive rainfalls at Boston, Massachusetts. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, *95*(1), 951-960.

Shi, C., & Zhang, D. D. (2005). A sediment budget of the lower Yellow River, China, over the period from 1855 to 1968. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, *87*(3), 461-471.

Shin, S. S., Park, S. D., & Choi, B. K. (2016). Universal power law for relationship between rainfall kinetic energy and rainfall intensity. *Advances in Meteorology*, *2016*.

Silva, A. M. (1999). *Aplicações de técnicas de geoprocessamento no estudo das relações entre os processos erosivos e sedimentológicos de bacia hidrográfica* (Thèse de Doctorat).

Singh, G., Chandra, S., & Babu, R. (1981). Soil loss and prediction research in India, Central Soil and Water Conservation Research Training Institute. *Bulletin No T-12 D*, *9*, 1981.

Smart, J. S. (1978). The analysis of drainage network composition. *Earth Surface Processes*, *3*(2), 129-170.

Smirnov, N. (1939). Sur les écarts de la courbe de distribution empirique. *Matematicheskii Sbornik*, *48*(1), 3-26.

Smith, D. D. (1941). Interpretation of soil conservation data for field use. *Agric. Engg.*, *22*, 173-175.

Snoussi, M. (1988). *Nature, estimation et comparaison des flux de matieres issus des bassins versants de l'Adour(France), du Sebou, de l'Oum-er-Rbia et du Souss(Maroc): impact du climat sur les apports fluviatiles a l'ocean* (Thèse de Doctorat).

Sofres, T. (2009). CIEAU 2010: Les Français et L'eau.

Sogreah, S (1983). Erosion et transport solide au Maghreb. Analyse bibliographique. Rap. Proj. RAB/80/011/PNUD Alger, p 64.

Soltner, D. (1975). Les bases de la production végétale Tome I: Le sol, Coll. *Sciences et Techniques Agricoles, Sainte-Gemmes-sur-Loire*.

Spaccini, R., Mbagwu, J. S. C., Igwe, C. A., Conte, P., & Piccolo, A. (2004). Carbohydrates and aggregation in lowland soils of Nigeria as influenced by organic inputs. *Soil and Tillage Research*, *75*(2), 161-172.

Starkhov, N. M. N. (1967). Principles of Lithogenesis, vol. 1.

Stenger-Kovács, C., Tóth, L., Tóth, F., Hajnal, E., & Padisák, J. (2014). Stream order-dependent diversity metrics of epilithic diatom assemblages. *Hydrobiologia*, *721*(1), 67-75.

Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *38*(6), 913-920.

Stralchov, N. M., & Strakhov, N. M. (1967). *Principles of Lithogenesis: 1-3*. Consultants Bureau, Edinburgh: Oliver & Boyd.

Stralher, A. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel network. *Handbook of Applied Hidrology*, 4-76.

Sun, Y., Wendi, D., Kim, D. E., & Liong, S. Y. (2019). Deriving intensity–duration–frequency (IDF) curves using downscaled in situ rainfall assimilated with remote sensing data. *Geoscience Letters*, *6*(1), 17.

Syvitski, J. P., & Morehead, M. D. (1999). Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel margin, northern California. *Marine Geology*, *154*(1-4), 13-28.

Syvitski, J. P., Morehead, M. D., Bahr, D. B., & Mulder, T. (2000). Estimating fluvial sediment transport: the rating parameters. *Water resources research*, *36*(9), 2747-2760.

Tadrist, N., & Debauche, O. (2016). Impact de l'érosion sur l'envasement des barrages, la recharge des nappes phréatiques côtières et les intrusions marines dans la zone semi-aride méditerranéenne: cas du barrage de Boukourdane (Algérie). *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, *20*(4), 453-467.

Tahiri, M., Tabyaoui, H., El Hammichi, F., Tahiri, A., & El Haddi, H. (2014). Evaluation et quantification de l'érosion et la sédimentation à partir des modèles RUSLE, MUSLE et déposition intégrés dans un SIG. Application au sous-bassin de l'Oued Sania (Bassin de Tahaddart, Rif Nord occidental, Maroc). *European Journal of Scientific Research*, *125*(2), 157-178.

Tani, H. K., Bouanani, A., & Baba-Hamed, K. (2017). Estimations et quantifications des apports solide et liquide du bassin versant du Meffrouche (Nord-Ouest algérien). *Techniques Sciences Méthodes*, (9), 35-46.

Tarmoul, S. (2018). Etude comparative de l'écoulement sur les bassins versants endoréiques du Hodna et des Hauts plateaux constantinois. Cas d'étude des oueds: L'ham, Lougmane, Soubella et Chemorah (Algérie orientale). *Thèse de Doctorat, Universite Freres Mentouri Constantine 1*.

Teng, H., Rossel, R. A. V., Shi, Z., Behrens, T., Chappell, A., & Bui, E. (2016). Assimilating satellite imagery and visible–near infrared spectroscopy to model and map soil loss by water erosion in Australia. *Environmental Modelling & Software*, *77*, 156-167.

Terfous, A., abdesselem, M., & Bouanani, A. (2003). Détermination des dégradations spécifiques dans trois bassins versants des régions mediterraneennes algeriennes. *IAHS-AISH publication*, 366-372.

Terfous, A., Megnounif, A., & Bouanani, A. (2001). Study of the suspended load at the river Mouilah (North West Algeria). *Revue des Sciences de l'Eau (France)*.

Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. Geographical review, 38(1), 55-94.

Torres, D. S., Creutin, D., Salles, C., & Delrieu, G. (1992). Quantification of soil detachment by raindrop impact: performance of classical formulae of kinetic energy in Mediterranean storms. *Erosion adn Sediment Transport Monitoring Programmes in Rives Basis, IAHS Press, Wallingford, UK*, 115-124.

Touaibia, B., Gomer, D., & Aidaoui, A. (2000). Estimation de l'index d'érosion de Wischmeier dans les micro bassins expérimentaux de l'Oued Mina en Algérie du Nord. *Bull. Réseau Erosion*, (20), 478-484.

Touaibia, I, Abderrahmane Guenim, N., & Touaibia, B. (2014). Modelling approach for the rainfall erosivity index in sub-humid urban areas in northern Algeria. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, *364*, 123-127.

Trenberth, K. E., Smith, L., Qian, T., Dai, A., & Fasullo, J. (2007). Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *Journal of Hydrometeorology*, *8*(4), 758-769.

Turc, L. (1961). Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. Ann. Agron., 12, 13-49.

USDA–ARS. (2013). Science documentation: Revised Universal Soil Loss Equation Version 2. *USDA–ARS, Washington, DC.*

Usón, A., & Ramos, M. C. (2001). An improved rainfall erosivity index obtained from experimental interrill soil losses in soils with a Mediterranean climate. *Catena*, *43*(4), 293-305.

Val, L. A., Bahia, V. G., Freire, J. C., & Dias Júnior, M. S. (1986). Erosividade das chuvas em Lavras, MG. *Ciência e prática*, *10*(2), 199-209.

Van Dijk, A. I. J. M., Bruijnzeel, L. A., & Rosewell, C. J. (2002). Rainfall intensity–kinetic energy relationships: a critical literature appraisal. *Journal of Hydrology*, *261*(1-4), 1-23.

Van Doren, C. A., & Bartelli, L. J. (1956). A method of forecasting soil loss. *Agricultural Engineering*, *37*(5), 335-341.

Vannote, R. L., Minshall, G. W., Cummins, K. W., Sedell, J. R., & Cushing, C. E. (1980). The river continuum concept. *Canadian journal of fisheries and aquatic sciences*, *37*(1), 130-137.

Vrieling, A., Hoedjes, J. C., & van der Velde, M. (2014). Towards large-scale monitoring of soil erosion in Africa: Accounting for the dynamics of rainfall erosivity. *Global and Planetary Change*, *115*, 33-43.

Walling, D. E. (1974). Suspended sediment and solid yields from a small catchment prior to urbanization. *Fluvial processes in instrumented watersheds*, *6*, 169-192.

Walling, D. E. (1974). Suspended sediment production and building activity in a small British basin. *Effects of Man on the Interface, IAHS Publ*, *113*, 137-144.

Walling, D. E. (1978). Suspended sediment and solute response characteristics of the river Exe, Devon, England. *Research in fluvial systems*, 169-197.

Walling, D. E. (1984). The sediment yields of African rivers. *IAHS-AISH publication*, (144), 265-283.

Walling, D. E. (1987). Material transport by the world's rivers: evolving perspectives. *Water for the future: Hydrology in perspective*, 313-329.

Wang, J., Ishidaira, H., Sun, W., & Ning, S. (2013). Development and interpretation of new sediment rating curve considering the effect of vegetation cover for Asian basins. *The Scientific World Journal*, *2013*.

Wang, Z. Y., Lee, J. H., & Melching, C. S. (2015). Water quality management. In *River Dynamics and Integrated River Management* (pp. 555-631). Springer, Berlin, Heidelberg.

Weisse, A. K., & Bois, P. H. (2002). A comparison of methods for mapping statistical characteristics of heavy rainfall in the French Alps: the use of daily information/Comparaison de méthodes de cartographie de paramètres statistiques des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises: apport de l'information journalière. *Hydrological sciences journal*, *47*(5), 739-752.

Williams, G. P. (1989). Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology(Amsterdam)*, *111*(1), 89-106.

Wischmeier, W. H. (1959). A Rainfall Erosion Index for a Universal Soil-Loss Equation 1. *Soil Science Society of America Journal*, *23*(3), 246-249.

Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1958). Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *39*(2), 285-291.

Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1965). Predicting rainfall erosion losses in the Eastern US—a guide to conservation planning. *Agricultural Handbook*, (282).

Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1978). Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning. *Predicting rainfall erosion losses-a guide to conservation planning.*

Wu, S. Y. (1994). Simplified method on calculation of runoff erosion force in Dabieshan mountainous area and its temporal and spatial distribution. *J. Soil Water Conserv., China*, *4*, 12-13.

Xie, Y., Yin, S. Q., Liu, B. Y., Nearing, M. A., & Zhao, Y. (2016). Models for estimating daily rainfall erosivity in China. *Journal of Hydrology*, *535*, 547-558.

Xin, Z., Yu, X., Li, Q., & Lu, X. X. (2011). Spatiotemporal variation in rainfall erosivity on the Chinese Loess Plateau during the period 1956–2008. *Regional Environmental Change*, *11*(1), 149-159.

Yang, D. Y., & Niu, G. Z. (2008). Application and research of VBA processing hydrology data in Excel [J]. *Journal of Waterway and Harbor*, *3*.

Yin, S., Nearing, M. A., Borrelli, P., & Xue, X. (2017). Rainfall erosivity: An overview of methodologies and applications. *Vadose Zone Journal*.

Yles, F., & Bouanani, A. (2012). Quantification et modélisation du transport solide dans le bassin-versant de l'oued Saïda (hauts plateaux algériens). *Science et changements planétaires/Sécheresse*, *23*(4), 289-296.

Yu, B., & Rosewell, C. J. (1996). Technical notes: A robust estimator of the R-factor for the universal soil loss equation. *Transactions of the ASAE*, *39*(2), 559-561.

Zanchi, C., & Torri, D. (1980). Evaluation of rainfall energy in central Italy. *Evaluation of rainfall energy in central Italy.*, 133-142.

Zhang, W. B., & Fu, J. S. (2003). Rainfall erosivity estimation under different rainfall amount. *Resources science*, *25*(1), 35-41.

Zhou, F. J., Chen, M. H., Lin, F. X., Huang, Y. H., & Lu, C. L. (1995). The rainfall erosivity index in Fujian Province. *J. Soil Water Conserv*, *9*(1), 13-18.

Zhu, Z., & Yu, B. (2015). Validation of rainfall erosivity estimators for mainland China. *Transactions of the ASABE*, *58*(1), 61-71.

Zingg, A. W. (1940). Degree and length of land slope as it affects soil loss in run-off. *Agric. Engng.*, *21*, 59-64.